

Berichte
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL
Nr.155
1986

VERTIKALE AUSTAUSCHKOEFFIZIENTEN
UND PORENWASSERFLUSS
AN DER SEDIMENT/WASSER-GRENZFLÄCHE

MONIKA DICKE

DOI 10.3289/IFM-BER-155

Institut für Meereskunde
Abt. Meereschemie
Düsternbrooker Weg 20
D-2300 Kiel, FRG

ISSN 0341-8561

A B S T R A C T

The aim of this work is to provide information concerning processes, which play a role in transporting remineralized products of organic material from the sediment to the water column. Diffusion in the sediment, the influence of bioturbation, and the total nutrient flux were examined in a shallow water region. In addition, diffusion processes and bioturbation were measured at various deep-sea stations.

Diffusion was characterized by the molecular sediment diffusion coefficient D_s and bioturbation by the relative augmentation of D_s to an "effective" sediment diffusion coefficient D_{eff} . The ratio D_{eff}/D_s was defined as bioturbation coefficient K_{Bio} . This ratio was determined by comparing the diffusion of a conservative tracer in sediments with and without fauna. The suitability of bromide (in addition to tritium-water) as a stable tracer for the study of transport processes could be demonstrated.

1. Molecular Diffusion in the Sediment

The molecular sediment diffusion coefficients increased in relation to the mud content of the sediment. The quotient of the diffusion coefficients in the sediment D_s to the diffusion in free solution D (D_s/D) was determined for different sediments as a function of the porosity ϕ . The equation often used for transforming known diffusion coefficients for free solution into sediment diffusion coefficients: $D_s/D = \phi$ could be verified only for mud sediments; for sand sediments near Boknis Eck a ratio of $D_s/D = \phi^{0.75}$ was found.

(The results of the diffusion experiments are found in detail in the text, tab.16, p.105).

2. Bioturbation

2.1. Boknis Eck (Kiel Bight)

The influence of the burrowing activity of benthos organisms on the water exchange was examined in relation to seasonal and spatial variation. The bioturbation coefficient K_{Bio} demonstrated a strong seasonal dependence, mainly manifested by a series of measurements carried out at 20 m depth in a shallow water medium. Whereas winter and summer values of K_{Bio} varied

from 2.1 to 2.6, marked maxima were found after sedimentation of the spring and autumn phytoplankton bloom took place. In one case a more than 20-fold augmentation of the molecular transport was found. In times of oxygen deficiency the proportion of bioturbation diminished. The integrated annual mean of the bioturbation coefficient gave a value of 3.4.

Whereas values of the bioturbation coefficient for the sandy mud station at water depth of 25 m were approximately 2 in winter and summer, sedimentation events did not lead to a significant rise in activity and the annual mean of 1.8 was lower than at the 20 m station.

At the 28 m mud station bioturbation was only present when Halicryptus spinulosus was found with no seasonal influence observable. The degree of bioturbation in this sediment is obviously dependent on the distribution of H. spinulosus.

During summer those sandy sediments lying in water shallower than 20 m and not sustaining oxygen depletion to the same extent as the deeper stations showed enhanced bioturbation.

(The values of the annual cycle of bioturbation are listed in tab.17, p.121 for the 20 m station, in tab.18, p.122 for the 25 m station, and in tab.19, p.123 for the 28 m station).

Deviating from this annual cycle an unusual bioturbation activity ($K_{bio} > 10$) was observed in February 1982 at the 20 m station. This event may be interpreted in connection with the extended oxygen deficiency during summer 1981, which led subsequently to a reduction of species number and dominance of special pioneers. The recolonisation of the muddy sand station at 20 m water depth by the original mud inhabitant Halicryptus spinulosus was relevant to bioturbation. In addition to nondegraded material of the autumn bloom or storm produced input of fresh organic material, this worm accounted for the extraordinary bioturbation activity observed in February of 1982. Similarly, increased porewater stirring observed during a period of oxygen depletion in summer 1982, which could not be described by the diffusion model, was attributed to H. spinulosus.

2.2. Antarctica

At deep sea depth between 1000 and 3000 m no bioturbation could be confirmed apart from station 290 in the Bransfield Strait (957 m depth), where bioturbation effects could not be excluded. The results of experiments in 2 mud sediments near Elephant Island and in a sand sediment at the margin of a channel, which connects the Bransfield Strait with the Scotia Sea, can be considered as an interesting indication of bioturbation at 92 and 638 m water depth.

(The exact values of the deep sea stations are given in tab.13, p.83).

3. Nutrient Flux between Sediment and Water Column

Total nutrient fluxes were measured in the overlying water of the sediment cores and compared with fluxes calculated by means of the concentration gradient at the interface. The diffusive flux was calculated using the molecular sediment diffusion coefficient; the influence of bioturbation was accounted for by multiplying D_s with the bioturbation coefficient. The comparison showed that the measured silica release from the sediment could be described almost entirely and the nitrogen release in a satisfactory way by diffusion and bioturbation processes. This result was not only established for the series of experiments conducted in this study, but also for the nutrient fluxes obtained at the same station in earlier years by BALZER (1984) and POLLEHNE (1981). The discrepancy between calculated diffusive fluxes and measured total fluxes found by these authors could be explained satisfactorily by including bioturbation in the transport model.

On the other hand, the phosphate flux was determined to a lesser extend in terms of diffusive or bioturbate transport processes and to a greater extend in terms of the redox conditions. By supply of oxygen rich water to sediment, bioturbation resulted in phosphate fixation and a reduction of the phosphate flux to the water column.

ZUSAMMENFASSUNG

Zur genauen Erfassung der Prozesse, die die Rückführung der Mineralisierungsprodukte der organischen Substanz aus dem Sediment an die Wassersäule bedingen, wurden in einem küstennahen Flachwassergebiet Diffusionsvorgänge im Sediment, der Einfluß von Bioturbation (im Vergleich mit einigen Tiefseestationen) und der Gesamtfluß der Nährsalze untersucht.

Die Diffusion wurde durch den molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten D_S charakterisiert, die Bioturbation durch die relative Vergrößerung von D_S zu einem "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten D_{eff} . Das Verhältnis D_{eff}/D_S wurde als Bioturbationskoeffizient K_{Bio} definiert. Durch Vergleich der Diffusion eines konservativen Tracers in Sedimente mit und ohne Fauna wurde das Verhältnis von Diffusion und Bioturbation ermittelt. Dabei konnte neben Tritiumwasser (HTO) die Eignung von Bromid als stabilem Tracer für die Untersuchung derartiger Transportvorgänge aufgezeigt werden.

1. Molekulare Diffusion im Sediment

Die molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten zeigten eine Zunahme mit steigendem Schlickanteil der Sedimente. Das Verhältnis der Diffusionskoeffizienten im Sediment D_S zur Diffusion in freier Lösung D (D_S/D) wurde für verschiedene Sedimente in Abhängigkeit von der Porosität ϕ bestimmt. Die häufig zur Abschätzung von Sedimentdiffusionskoeffizienten aus den bekannten Diffusionskoeffizienten in freier Lösung benutzte Beziehung: $D_S/D = \phi^2$ konnte nur für die Schlicksedimente bestätigt werden; für die Sandsedimente bei Boknis Eck wurde eine Relation von $D_S/D = \phi^{0,75}$ erhalten.

(Die Ergebnisse der Diffusionsexperimente im einzelnen sind dem Text Tab.16, S.105 zu entnehmen.)

2. Bioturbation

2.1. Boknis Eck (Kieler Bucht)

Der Einfluß der Wühltätigkeit von Benthosorganismen auf den Wasseraustausch wurde in Abhängigkeit von der Jahreszeit und dem vorliegenden Sediment untersucht. Der Bioturbationskoeffizient K_{Bio} zeigte im Flachwasserge-

biet an der schwerpunktmäßig untersuchten 20 m Tiefenstation mit Schlicksand einen ausgeprägten Jahresgang. Während die Winter- und Sommerwerte zwischen K_{Bio} von 2,1 und 2,6 lagen, traten deutliche Maxima nach der Sedimentation der Frühjahrs- und Herbstblüte auf. In einem Fall wurde sogar eine mehr als 20fache Vergrößerung des molekularen Transportes vorgefunden. Zu Zeiten von Sauerstoffmangel ging der Anteil von Bioturbation zurück. Es ergab sich ein integrierter Jahresmittelwert des Bioturbationskoeffizienten von 3,4.

Während an der Sandschlickstation in 25 m Wassertiefe die Bioturbationskoeffizienten im Winter und Sommer ebenfalls bei Werten um 2 lagen, führten Sedimentationsereignisse nicht zu eindeutigen Aktivitätserhöhungen und der Jahresmittelwert war mit 1,8 niedriger als an der 20 m Station.

An der 28 m Schlickstation trat Bioturbation unabhängig von der Jahreszeit nur bei Vorkommen von Halicryptus spinulosus auf. Die Größe der Bioturbation ist für dieses Sediment offenbar von der Verbreitung des H. spinulosus abhängig.

Im Sommer wurde in den flacher als 20 m Tiefe gelegenen Sandsedimenten, die nicht in dem Ausmaß wie die tieferen Sedimente Sauerstoffmangel ausgesetzt waren, in Gegensatz zu den anderen Stationen erhöhte Bioturbation vorgefunden.

(Die Werte für den Jahresgang der Bioturbation sind in Tab.17, S.121 für die 20 m Station, in Tab.18, S.122 für die 25 m Station und in Tab.19, S.123 für die 28 m Station zusammengestellt).

Als Abweichung von diesem Jahresgang wurde im Februar 1982 an der 20 m Station eine für Winterverhältnisse ungewöhnliche Bioturbationsaktivität mit einem $K_{Bio} > 10$ beobachtet. Dies wurde in Verbindung mit der ausgedehnten Sauerstoffmangelsituation vom Sommer 1981 gebracht, die zu einer Reduzierung der Artenvielfalt bei Vorherrschen bestimmter Pionierarten führte. Für die Bioturbation bedeutsam war das Vordringen des Schlickbewohners Halicryptus spinulosus an die Schlicksandstation in 20 m Wassertiefe. Zusammen mit nicht abgebautem Material der Herbstblüte oder sturmbedingtem Eintrag frischem organischen Materials führte dies im Februar 1982 zu der außergewöhnlichen Bioturbationsaktivität. H. spinulosus verursachte im Sommer 1982 zu Zeiten von Sauerstoffmangel ebenfalls verstärkte Porenwasservermischung, die sich nicht mehr mit dem Diffusionsmodell beschreiben ließ.

2.2 Antarktis

In der Tiefsee zwischen 1000 - 3000 m Wassertiefe konnte keine Bioturbation festgestellt werden. Nur für Station 290 aus der Bransfield Straße (957 m Tiefe) ist ein Bioturbationsbeitrag nicht auszuschließen. Als interessante Hinweise auf Bioturbation in 92 und 638 m Wassertiefe können Ergebnisse von Experimenten in 2 Schlicksedimenten bei Elephant Island und in einem Sandsediment vom Rand einer Rinne, die die Bransfield Straße mit der Scotia See verbindet, betrachtet werden.

(Die genauen Werte der Tiefseestationen sind Tab.13, S.83 zu entnehmen).

3. Nährsalzflüsse zwischen Sediment und Wassersäule

Gesamtnährsalzflüsse wurden im überstehenden Wasser der Sedimentkerne gemessen und mit berechneten Flüssen, die anhand der Konzentrationsgradienten über die Grenzfläche gewonnen wurden, verglichen. Die diffusiven Flüsse wurden mit den molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten berechnet; der Einfluß der Bioturbation wurde durch Multiplikation mit den Bioturbationskoeffizienten berücksichtigt. Der Vergleich ergab, daß sich die gemessene Silikatfreisetzung aus dem Sediment nahezu vollständig und die Stickstofffreisetzung in zufriedenstellender Weise durch Diffusions- und Bioturbationsvorgänge beschreiben ließen. Dieses Ergebnis wurde nicht nur für die in dieser Arbeit durchgeführten Experimente erzielt, sondern auch für Nährsalzflüsse, die in früheren Jahren von BALZER (1984) und POLLEHNE (1981) an derselben Station erhalten wurden. Die von ihnen gefundene Diskrepanz zwischen berechneten diffusiven Flüssen und gemessenen Gesamtflüssen konnte in befriedigender Weise durch Berücksichtigung der Bioturbation erklärt werden.

Der Phosphatfluß war hingegen weniger durch diffusive oder bioturbationsbedingte Transportprozesse bestimmt als durch die Redoxverhältnisse und einer davon abhängigen Festlegung oder Freisetzung. Durch den Eintrag sauerstoffreichen Wassers in das Sediment führte Bioturbation zu Phosphatfestlegung und Verringerung des Phosphatflusses an die Wassersäule.

INHALTSVERZEICHNIS

Abstract

Zusammenfassung

Seite

Definitionen und Abkürzungen.....	1
A Einleitung und theoretische Grundlagen.....	3
I. Entwicklung der Fragestellung.....	3
1. Bioturbationsmodelle.....	5
2. Diffusionsmodell des Porenwasserflusses.....	8
II. Ziel der Arbeit.....	10
B Untersuchungsgebiete und Methoden.....	12
I. Untersuchungsgebiete.....	12
1. Boknis Eck (Kieler Bucht).....	12
2. Antarktischer Kontinentalrand.....	15
II. Tracerexperimente zum diffusiven und bioturbaten Wasseraustausch.....	17
1. Beschreibung der Versuche.....	17
2. Wahl der Tracer.....	18
3. Diffusionsmessung ohne Organismenaktivität.....	20
4. Ermittlung der molekularen und "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten.....	21
III. Nährsalzuntersuchungen.....	28
1. Experimentelle Bestimmung der gesamten Nährsalzflüsse aus dem Sediment an die Wassersäule.....	28
2. Berechnung der diffusiven und bioturbaten Nährsalzflüsse.....	29
IV. Methoden.....	31
1. Probenahme und Porenwassergewinnung.....	31
2. Chemische und physikalische Parameter.....	32
2.1. Nährsalze.....	32
2.2. Markiertes Wasser (HTO).....	32
2.3. Bromid.....	34
2.4. Temperatur, Salinität und Sauerstoff.....	34
3. Sedimentologische Parameter.....	34
4. Bestimmung der Makrofauna.....	35

C	ERGEBNISSE.....	36
I.	Molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten und sedimentologische Parameter.....	37
1.	Boknis Eck.....	37
1.1.	Porosität.....	37
1.2.	Diffusionsexperimente.....	40
2.	Antarktischer Kontinentalrand.....	52
II.	"Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten und Bioturbation..	54
1.	Boknis Eck.....	54
1.1.	Bioturbationsexperimente 1980.....	56
1.2.	Bioturbationsexperimente 1982.....	63
1.3.	Bioturbationsexperimente 1983.....	73
2.	Antarktischer Kontinentalrand Antarktischer Sommer 1981.....	77
III.	Nährsalzporenwasserkonzentrationen und Nährsalzflüsse bei Boknis Eck.....	84
1.	Winter 1983.....	84
2.	Frühjahr 1983.....	90
3.	Sommer 1983.....	96

D	Diskussion.....	99
I.	Molekulare Diffusionskoeffizienten im Sediment.....	99
1.	Diskussion der Methode.....	99
2.	Fehlerdiskussion.....	103
3.	Diskussion der Ergebnisse im Vergleich mit anderen Untersuchungen.....	104
4.	Beeinflussung der Diffusion durch das Sediment in Relation zur Porosität.....	107
II.	"Effektive" Sedimentdiffusionskoeffizienten und Bioturbation..	112
1.	Diskussion der Methode.....	112
2.	Bioturbation und Arten.....	115
3.	Saisonalität der Bioturbation Boknis Eck.....	119
4.	Antarktischer Kontinentalrand.....	123
III.	Nährsalzflüsse zwischen Sediment und Wassersäule.....	125
1.	Diskussion der Methode.....	125
2.	Die Rolle von Diffusion und Bioturbation für die Nährsalzrückführung.....	128
2.1.	Die Ergebnisse von Boknis Eck im Vergleich mit anderen Untersuchungsgebieten.....	128
2.2.	Diskussion bisheriger Nährsalzuntersuchungen bei Boknis Eck.....	137
2.3.	Anteil der Bioturbation an den Nährsalzflüssen im Jahresmittel.....	140
2.4.	Abschätzung des Bioturbationsbeitrages zur Rückführung des sedimentierten Materials.....	141
E	Literaturverzeichnis.....	142
F	Anhang.....	162
	Lebensweise der wichtigsten Arten der Makrofauna bei Boknis Eck.....	162

DEFINITIONEN UND ABKÜRZUNGEN

A:	beliebige Konstante
B:	beliebige Konstante
C:	Konzentration
cpm:	counts per minute
d:	Tag
D:	Diffusionskoeffizient
D_{eff} :	"effektiver" Sedimentdiffusionskoeffizient
D_s :	molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient
f:	Formationsfaktor
F_{diff} :	diffusiver Fluß
	Unter diffusivem Fluß F_{diff} wird der Transport von Materie entlang von Konzentrationsgradienten im Sediment ohne Beteiligung von Makrofauna verstanden. Er soll durch den molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten D_s charakterisiert werden.
F_{eff} :	"effektiver" Fluß
	Der "effektive" Fluß F_{eff} stellt den Porenwassertransport unter Beteiligung von Organismen dar und wird durch einen "effektiven" Diffusionskoeffizienten D_{eff} charakterisiert.
F_{ges} :	gesamter Nährsalzfluß
	Unter dem gesamten Nährsalzfluß F_{ges} wird die in Einschlußexperimenten gemessene Nährsalzfreisetzung aus dem Sediment an die Wassersäule verstanden.
ϕ :	Porosität
h:	Stunde
η :	Viskosität
K:	Geschwindigkeitskonstante der Silikatlösung
K_{Bio} :	Bioturbationskoeffizient $K_{Bio} = D_{eff}/D_s$
\mathcal{L}^{-1} :	inverse Laplacetransformation
M:	Masse

t:	Zeit
T:	Temperatur
W:	Wassergehalt in % des Feuchtgewichtes
x:	Sedimenttiefe
y:	Jahr

A EINLEITUNG UND THEORETISCHE GRUNDLAGEN

I. ENTWICKLUNG DER FRAGESTELLUNG

Zur Erfassung der Kreisläufe im Meer sind vom Sonderforschungsbereich 95 der Universität Kiel Untersuchungen über die Primärproduktion, die Menge und Zusammensetzung der sedimentierenden Substanz, den Abbau dieser Stoffe im Sediment und ihre Ablagerung, sowie über die Rückführung der Abbauprodukte aus dem Sediment an die Wassersäule durchgeführt worden (WALGER et al. 1986).

Während in der Tiefsee nur ein geringer Teil der pelagischen Primärproduktion den Boden erreicht und die Freisetzung von anorganischen Abbauprodukten vom Meeresboden nur eine geringe Rolle spielt, sind küstennahe Flachwassergebiete durch hohe Sedimentation und Nährsalzfreisetzung gekennzeichnet (SMITH et al. 1978; ZEITZSCHEL 1980). Die Saisonalität pelagischer Prozesse, wie der Aufbau und Abbau von Planktonblüten, kann sich sogar in der zeitlichen Variabilität der Porenwasserverhältnisse (POLLEHNE 1981) und Nährsalzflüsse widerspiegeln (BALZER 1984). Diese wirken auf das Nährsalzangebot in der Wassersäule und damit auf die Produktivität zurück. Die Phytoplanktonproduktion ist, wie v.BODUNGEN (1975) für die Kieler Bucht zeigte, in hohem Maße von der Nährsalzrückführung abhängig.

Für den Transport aus dem Sediment können verschiedene Prozesse je nach Untersuchungsgebiet eine Rolle spielen (Abb.1) :

- Diffusion entlang der Konzentrationsgradienten zwischen Sediment und Wassersäule (LERMAN 1975),
- Wasseraustausch durch Ventilation von Bodenorganismen: Bioturbation (ALLER 1977),
- Resuspension und Remineralisierungen direkt an der Sedimentoberfläche (REIMERS und SUESS 1983),
- Dichteverdrängung, wenn der Salzgehalt in der Wassersäule größer als im Porenwasser ist (zuerst von SMETACEK et al. 1976 beschrieben),
- Porenwasserauswaschungen als Folge von Strömung und Wellenbewegung (für küstennahe Nordseesedimente von VANDERBORGH et al. 1977 untersucht) und
- Transport durch Kanäle, die bei Gasaustritt aus dem Sediment gebildet

werden (in Corg-reichen methanbildenden Sedimenten) (MARTENS und KLUMP 1980).

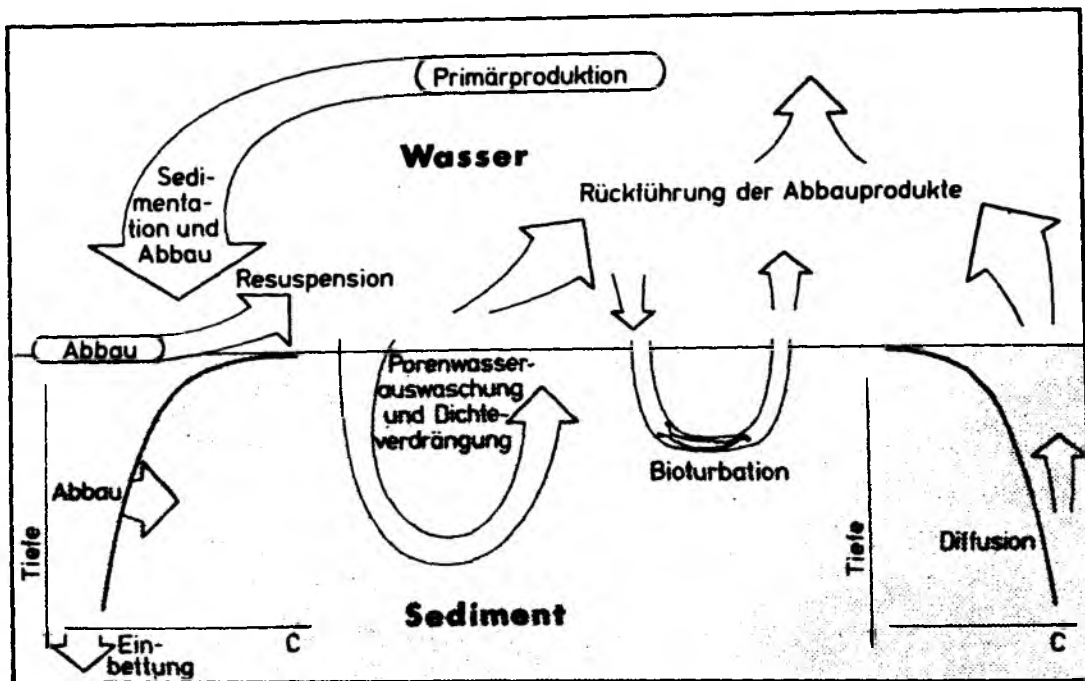


Abb. 1: Kreislauf der organischen Substanz und Mechanismen der Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule (s.Text)

Während Strömung, Resuspension und Gasaustritt nur in einigen Gebieten die Transportvorgänge bestimmen, wird von verschiedenen Autoren insbesondere die Rolle von Diffusion und Bioturbation für die Rückführung der mineralisierten Abbauprodukte der organischen Substanz betont (GOLDHABER et al. 1977, NIXON et al. 1980, CALLENDER und HAMMOND 1982).

In dieser Arbeit soll der Beitrag der Bodenorganismen an den Austauschvorgängen über die Sediment/Wasser-Grenzfläche für ein küstennahes Flachwassergebiet im Vergleich mit verschiedenen Tiefseestationen untersucht werden. Saisonale Variationen benthischer Reaktionen, wie sie für das Flachwasserökosystem der Kieler Bucht als Ausdruck der Wechselbeziehung zwischen Pelagial und Benthos gefunden wurden (GRAF et al. 1983; MEYER-REIL

1983), sollen besonders berücksichtigt werden. Die Bestimmung der Anteile von Bioturbation und Diffusion an der Nährsalzfreisetzung in die Wassersäule soll zu einem besseren Verständnis des Kreislaufs der organischen Substanz führen.

1. Bioturbationsmodelle

Bioturbation bezeichnet die Einwirkung von Organismen auf ihre Umgebung. Das betrifft sowohl die biogene Veränderung des Sedimentgefüges, wie auch den Einfluß auf Verteilung, Art und Menge gelöster Porenwasserbestandteile. Die Veränderung des Sedimentgefüges erfolgt durch das Anlegen von Gängen und Röhren, die selektive Aufnahme und Verfrachtung von Sedimentpartikeln oder durch die Produktion von Kotpillen (RHOADS und YOUNG 1970; GRAY 1974; ROWE 1974; RHOADS 1974). Das führt nicht nur zu Korngrößensortierungen, zur Lockerung (RHOADS 1973) und leichteren Erodierbarkeit (ECKMAN et al. 1981) des Sedimentes, sondern auch zu einer veränderten stofflichen Zusammensetzung (ALLER 1982). Vermittels der Wechselwirkung zwischen fester und flüssiger Phase wirken sich diese Veränderungen ebenfalls auf die Porenwasserkonzentrationen aus (SCHINK und GUINASSO 1978). Sorptionsgleichgewichte und Lösungsvorgänge in allgemeinen sind von pH-Änderungen (DAVIS 1974) oder Redoxpotentialänderungen (JØRGENSEN und REVSBECH 1985), z.B. durch bioturbaten Eintrag sauerstoffreicheren Wassers, abhängig. Die Porenwasserprofile und Flüsse werden in direkter Weise durch Strudelungen zur Nahrungsaufnahme, Atemwasserströme, sowie durch sämtliche Bewegungen der Tiere beeinflusst. Die Bioturbation erzeugt insgesamt veränderte Bedingungen für die Diagenese im Sediment. Eine wichtige Rolle spielt die Stimulation der Bakterienproduktion durch Depositionsfresser (HARGRAVE 1970; FENCHEL 1972), die zu erhöhten Abbauraten der organischen Substanz und damit zu erhöhten Freisetzungen der Abbauprodukte an das Porenwasser führt.

Eine ausführliche Beschreibung der Lebensweise der wichtigsten Arten des Makrozoobenthos in der Kieler Bucht und der damit verbundenen Einflüsse auf die feste Phase findet sich bei DOLD (1980). Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Bedeutung der Benthosorganismen für den Austausch gelöster Stoffe zwischen Porenwasser und Wassersäule.

Während sich eine Anzahl Untersuchungen mit dem Wassertransportvermögen einzelner Organismen beschäftigen (JØRGENSEN 1954; KRÜGER 1964; MANGUM 1964; FOSTER-SMITH 1978; BACHLER 1981; GUST und HARRISON 1981), sind die Kenntnisse über den gesamten Anteil der Bioturbation am Austauschgeschehen noch gering (ALLER 1977). Für die Quantifizierung des biogenen Beitrages müssen die unterschiedlichen Aktivitäten der Organismen, ihre Bewegungsradien und die Besiedlungsdichten mit geeigneten Modellen erfaßt werden. Diese Modelle gehen von primär ungerichteten oder gerichteten Transportvorgängen (Diffusions- oder Pumpmodellen) aus.

Biopumpmodell

Insbesondere in permeablen Sanden kann Bioturbation zu einem direkten Wasseraustausch zwischen dem überstehenden Wasser und bestimmten Reservoiren im Sediment führen (GRUNDMANIS und MURRAY 1977; LUEDTKE und BENDER 1979; McCAFFREY et al. 1980) und kann in Form einer scheinbaren Advektionskonstanten dargestellt werden. Dies wird durch Benthosgemeinschaften mit gleichförmig ausgerichteten Röhren oder Gängen, die bis in eine bevorzugte Sedimenttiefe reichen, begünstigt. Auf diese Weise können Anomalien in Porenwasserprofilen, wie Redoxpotentialänderungen oder Konzentrationsmaxima, entstehen. So finden GRUNDMANIS und MURRAY (1977) in Puget Sound in 20 - 30 cm Sedimenttiefe eine Zone mit Nitrifikation, während im umgebenden Sediment Denitrifikation vorherrscht. Sie führen dies auf einen Eintrag sauerstoffhaltigen Bodenwassers durch benthische Organismen zurück. In Narragansett Bay berechnen McCAFFREY et al. (1980) mit einem Biopumpmodell die zwischen Porenwasser und Bodenwasser ausgetauschten Wassermengen und finden gute Übereinstimmung mit in situ gemessenen Flüssen.

In Anlehnung an Ansätze zum partikulären Transport entwickelt GOREAU (1977) ein Modell (Signal Theorie), das die ausgetauschten Volumina als Funktion der Tiefe darstellt.

Diese Pumpmodelle lassen jedoch den diffusionsbedingten Transport über die Wandungen der Wurmrohren und -gänge unberücksichtigt. Weiterhin ist in Sedimenten mit höherem Schlickanteil und geringerer Permeabilität, wie sie in der Kieler Bucht ab ca. 20 m Wassertiefe vertreten sind, der advective

Fluß eingeschränkt (ALLER 1982; FOSTER-SMITH 1978). Auch die vorliegenden Porenwasseruntersuchungen in der Eckernförder Bucht (BALZER 1978, 1984; POLLEHNE 1981) geben keinen Hinweis auf die Bedeutung derartiger Biopumpvorgänge.

Geometrisches dreidimensionales Bioturbationsmodell

ALLER (1980a) beschreibt das Sediment durch die Betrachtung repräsentativer Kleinstlebensräume, die aus je einem Röhrenbewohner und dem umliegenden Sediment bestehen. Diese Kleinräume werden als Hohlzylinder dargestellt, die vollständig von Bodenwasser durchflutet sein sollen. Er entwickelt ein Transport-Reaktionsmodell, das die Röhrenwände als zusätzliche Kontaktfläche zwischen Sediment und Bodenwasser berücksichtigt. Dieser Ansatz setzt eine relativ einheitliche Besiedelung des Sedimentes mit Röhrenbewohnern voraus, deren Verteilung und Eingrabetiefe bekannt sein müssen, da sie die Gestalt der Hohlzylinder bestimmen.

Diffusionsmodell

Bei ausreichender Zahl und Vielfalt kleinräumiger Mischungsvorgänge können diese als ungerichtete Bewegungen aufgefaßt werden und in Analogie zur Diffusion mit einem "effektiven" Diffusionskoeffizienten quantifiziert werden (HAMMOND et al. 1975; GOLDBERGER et al. 1977; ALLER 1978; MCCALL und FISHER 1980). Dies bedeutet eine Einbeziehung der Bioturbation in das Diffusionsmodell des Porenwasserflusses (das im nächsten Abschnitt A.2. dargestellt ist) in Form einer Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten zu einem "effektiven" Diffusionskoeffizienten. Da die Faunabesiedelung und die bioturbate Aktivität mit der Sedimenttiefe abnehmen, sollte auch der "effektive" Diffusionskoeffizient mit der Tiefe abnehmen. Für die feste Phase sind zahlreiche aufwendige Modelle zur Beschreibung dieser Abhängigkeit entwickelt worden. Von GUINASSO und SCHINK (1975), SANTACHI et al. (1980) und OFFICER und LYNCH (1982) wird eine durchmischte Zone mit einem konstanten Mischungskoeffizienten angenommen, von anderen Autoren (BENNINGER et al. 1979; ALLER und COCHRAN 1976) werden mehrere in

unterschiedlichem Maße durchmischte Zonen angenommen, in weiteren Modellen von NOZAKI (1977), OLSEN et al. (1981) und CHRISTENSEN (1982) wird der Durchmischung eine funktionelle Tiefenabhängigkeit zugeschrieben.

Die Annahme einer unendlichen Mischungsrate entsprechend BERGER und HEATH (1968) führt zu einer Homogenisierung der durchmischten Schicht.

Die Modelle zur Tiefenabhängigkeit der partikulären Mischungsrate sind anhand der steady state Verteilung von natürlichen Tracern wie ^{234}Th , ^{210}Pb oder ^{14}C und anhand der Verteilung von anthropogenen Tracern wie ^{137}Cs oder $^{239,240}\text{Pu}$ entwickelt worden. Die Bestimmung der Tiefenvariation setzt ein entsprechendes vertikales Auflösungsvermögen im Sediment voraus, das für Porenwasseruntersuchungen im allgemeinen nicht gegeben ist. So wird von GOLDHABER et al. (1977) und ALLER (1978) für das Porenwasser erfolgreich von einem konstanten "effektiven" Diffusionskoeffizienten innerhalb der oberen Sedimentschicht ausgegangen, während unterhalb dieser Schicht molekulare Diffusion die Transportvorgänge bestimmen soll.

In den vorliegenden Untersuchungen zur Bioturbation wurde daher ebenfalls von einem Diffusionsmodell ausgegangen, zumal Porenwasserdaten von BALZER (1984) und POLLEHNE (1981) sowie eigene Vorarbeiten auf diffusionskontrollierte Konzentrationsprofile mit einem einheitlichen Diffusionskoeffizienten hinwiesen. Es sollte überprüft werden, ob ein "effektiver" Diffusionskoeffizient als Maß für die bioturbate Beeinflussung der Porenwasserflüsse dienen kann.

2. Diffusionsmodell des Porenwasserflusses

Die mathematische Beschreibung des Porenwasserflusses ohne Beteiligung von biologischen und physikalischen Mischungsprozessen beruht auf den Diffusionsgesetzen. Wenn die Änderungen physikalischer oder chemischer Eigenschaften im Sediment hauptsächlich vertikal verlaufen, wird der Fluß nach BERNER (1971) mit dem eindimensionalen ersten Fickschen Gesetz beschrieben:

$$F = - D \frac{dC}{dx} \quad (1)$$

F : Fluß (Menge Substanz pro Zeit und Fläche) $[\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}]$

D : Diffusionskoeffizient $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$

C : Konzentration $[\text{mol m}^{-3}]$

x : Transportweg $[\text{m}]$

Für die Anwendung auf das Sediment sind einige Modifikationen erforderlich. Die Diffusion im Porenwasser unterscheidet sich von der im freien Wasser dadurch, daß die Teilchen nicht den geraden Weg nehmen können, sondern um die Sedimentpartikel herumwandern müssen. Das führt zu einer Verlängerung des Diffusionsweges um Δx . Das Verhältnis des verlängerten Weges $x + \Delta x$ zum geraden Weg x nennt man die Tortuosität (v.ENGELHARDT 1960). Zusätzlich sind die Konzentrationsgradienten dC/dx um die Tortuosität zu korrigieren. Darüber hinaus muß die Porosität berücksichtigt werden, die den Wasseranteil am Sedimentvolumen angibt, der letztlich für Diffusion zur Verfügung steht. Damit ergibt sich für den Diffusionsfluß im Sediment (BERNER 1971):

$$F = -\phi \frac{1}{\theta^2} D \frac{dC}{dx} \quad (2)$$

D : Diffusionskoeffizient im Seewasser

ϕ : Porosität

θ : Tortuosität

Die Tortuosität ist nicht direkt zu messen (SAYLES 1979; McDUFF und ELLIS 1979) und wird mit D zu einem Sedimentdiffusionskoeffizienten D_s zusammengefaßt (BERNER 1971):

$$D_s = \frac{1}{\theta^2} D \quad (3)$$

$$F = -\phi D_s \frac{dC}{dx} \quad (4)$$

Gleichung (4) dient zur Berechnung der diffusionskontrollierten Nährsalzrückführung aus dem Sediment. Dazu muß außer der Porosität und dem Konzentrationsgradienten der Sedimentdiffusionskoeffizient D_s bekannt sein.

Die meisten Autoren verzichten jedoch auf dessen experimentelle Bestimmung. Stattdessen wird mit Hilfe eines empirischen Wertes für $1/\theta^2 D_s$ aus D berechnet (s. Gleichung (3)). Z.B. wird $1/\theta^2 = 0,55$ gesetzt, wie von LI und GREGORY (1974) für roten Tiefseeton bestimmt wurde. Weiterhin gibt es, da die Porosität relativ einfach zu messen ist, verschiedene empirische Beziehungen über den Zusammenhang zwischen D_s/D und der Porosität (LERMAN 1979).

Aufgrund der verschiedenen zum Teil widersprüchlichen Methoden, D_s aus D abzuleiten, wurde in dieser Arbeit entschieden, D_s für einen inerten Tracer direkt zu messen. Mithilfe der erhaltenen Sedimentdiffusionskoeffizienten ist eine Überprüfung der empirischen Beziehungen für D_s/D möglich. Gleichzeitig können letztere zur Berechnung der Nährsalzdiffusionskoeffizienten benutzt werden.

II. ZIEL DER ARBEIT

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, die Rolle von Diffusion und Bioturbation für die Austauschprozesse an der Sediment/Wasser-Grenzfläche im Hinblick auf ihren Beitrag zur Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule zu bestimmen.

In der Arbeit sollen folgende Fragen zur Diffusion, Bioturbation und Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule untersucht werden:

1) Diffusion

Wie ist die Beziehung zwischen den Diffusionskoeffizienten im Porenwasser und in der Wassersäule? Können die Sedimentdiffusionskoeffizienten durch einfache Näherungen aus den Diffusionskoeffizienten in freier Lösung erhalten werden? Wie hängt die Beeinflussung der Diffusion durch das Sediment zusammen mit der Porosität?

2) Bioturbation

Inwieweit läßt sich die Bioturbation als primär ungerichteter Vorgang in Analogie zur Diffusion mit einem "effektiven" Diffusionskoeffizienten beschreiben? Kann die Bioturbation in das Diffusionsmodell des Porenwasserflusses einbezogen werden durch Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten um

einen Bioturbationskoeffizienten?

Welche Bedeutung besitzt die Bioturbation für den Porenwasserfluß im Vergleich zur Diffusion?

Wie ändert sich die Bioturbation im Jahresgang? Inwieweit spiegeln sich saisonale Ereignisse wie die Sedimentation von Planktonblüten oder Sauerstoffmangelsituationen in der Größe der Bioturbation wider? In welchem Maße ist die Saisonalität in verschiedenen Wassertiefen ausgeprägt?

Treten Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren auf?

Wie ist der Zusammenhang zwischen der Makrofauna und der Größe der Bioturbation? Ist die Bioturbation von der Individuenzahl oder dem Vorkommen bestimmter Arten abhängig?

Welche Rolle spielt die Bioturbation in unterschiedlichen Sedimenttypen?

Wie ist das Verhältnis zwischen der Bioturbation in einem küstennahen Flachwassergebiet und der Tiefsee?

3) Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule

Durch parallele Messungen von Gesamtnährsalzflüssen, Bioturbation und Diffusion soll untersucht werden, in welchem Maße die Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule (bei Ausschluß von physikalischen Prozessen) durch Diffusions- und Bioturbationsvorgänge bestimmt wird.

B. U N T E R S U C H U N G S G E B I E T E U N D M E T H O D E N

I. U N T E R S U C H U N G S G E B I E T E

1. Boknis Eck (Kieler Bucht)

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag bei Boknis Eck in der Eckernförder Bucht, im "Hausgarten" des Institutes für Meereskunde, einem Sperrgebiet, das als charakteristisch für die westliche Ostsee betrachtet werden kann. Es liegt orthogonal zur Küste und erstreckt sich über einen Hang von 8 bis 22 m Wassertiefe, der bis 28 m Tiefe in eine angrenzende Rinne abfällt (Abb.2). Die untersuchten Stationen in Wassertiefen von 15, 17, 20, 25 und 28 m repräsentieren unterschiedliche Sedimente von Mittelsand bis Schlick (Abb.3). Zur genaueren Charakterisierung der Stationen sind die Korngrößenanalysen von WEFER und TAUCHGRUPPE (1974) (Tab.1 und Abb.4) und die Sedimentations- und Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff (BALZER et al. 1986) (Tab.2) angeführt. In der vorliegenden Arbeit wurde schwerpunktmäßig die Station in 20 m Wassertiefe betrachtet. Der dort vorhandene Feinsand mit Schlickanteil (muddy sand) bedeckt einen großen Teil der Kieler Bucht (SEIBOLD et al. 1971; BABENERD und GERLACH 1986). Für dieses Gebiet liegen langjährige interdisziplinäre Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen pelagischem und benthischen System und über die saisonalen Stadien der Jahreszyklen von Primärproduktion, Sedimentation und benthischen Prozessen vor (SMETACEK et al. 1984; WALGER et al. 1986)

Tabelle 1: Sedimente bei Boknis Eck (nach WEFER und TAUCHGRUPPE 1974)

	S a n d		S c h l i c k
	Mittel	Fein	
Wassertiefe	12,5-17 m	17 - 23 m	tiefer 23 m
Korngröße	40µm - 1 mm	20µm - 1 mm	0,5µm - 1 mm
Medianwert	0,315-0,4 mm	0,08-0,4 mm	0,04 -0,1 mm
Sortierung	am besten	→	schlechter
Anteil			
< 2 µm	-	< 1 %	1 - 6 %
< 20 µm	-	0 - 5 %	5 - 25 %
< 40 µm	~ 1 %	1 - 25 %	25 - 58 %
< 200 µm	5 - 10 %	10 - 90 %	> 90 %

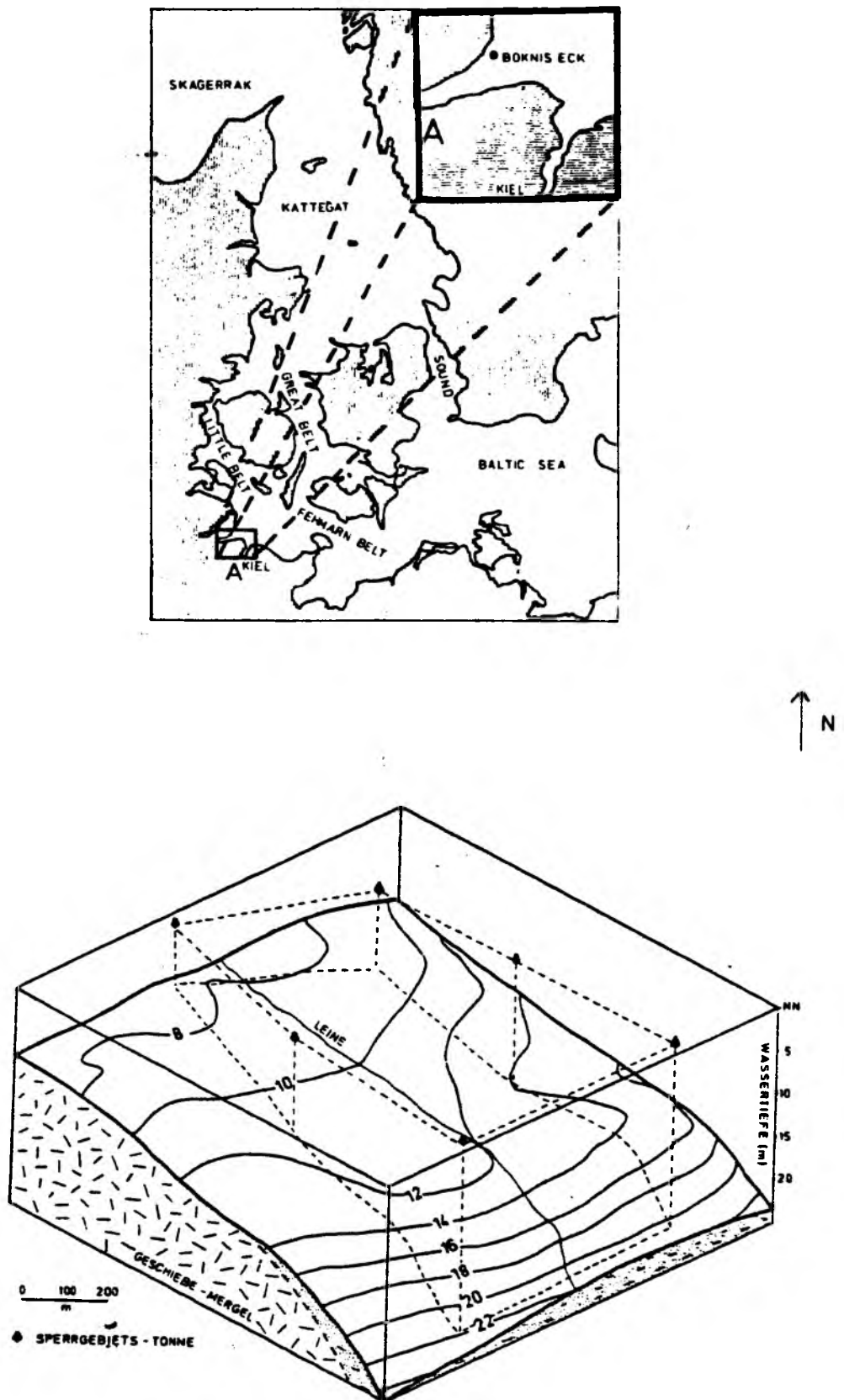


Abb. 2: Untersuchungsgebiet Boknis Eck
(aus: WEFER und TAUCHGRUPPE 1974)

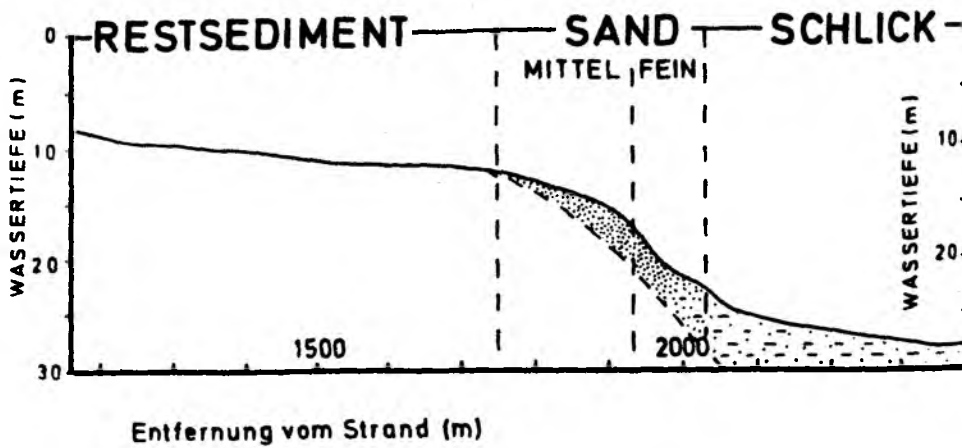


Abb. 3: Längsprofil bei Boknis Eck
(nach WEFER und TAUCHGRUPPE 1974)

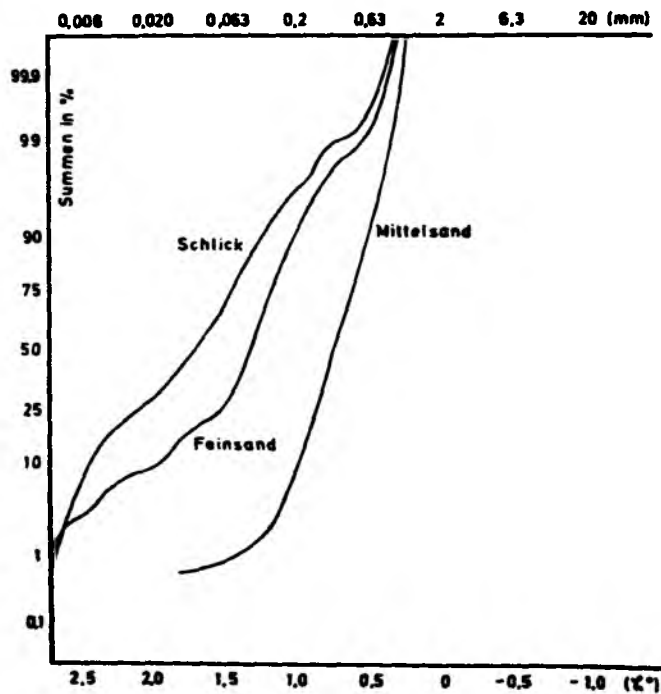


Abb. 4: Summenprozentkurve der Korngrößen bei Boknis Eck
(nach WEFER und TAUCHGRUPPE 1974)

Tabelle 2: Sedimentationsraten und Akkumulation von organischem Kohlenstoff bei Boknis Eck (nach BALZER et al. 1986)

Wasser tiefe [m]	Sedimentations- rate [mm y ⁻¹]	Trockensubstanz Fluß [g m ⁻² y ⁻¹]	Akkumulation von organischem Kohlenstoff	
			[%TG]	[g m ⁻² y ⁻¹]
20	1	1580	0,5	8
25	1,5	1500	1,1	17
28	3,1	1220	4,5	55

2. Antarktischer Kontinentalrand

Als Vergleich zum küstennahen Flachwassersystem wurden im Januar 1981 Sedimente aus der Tiefsee während der Meteor-Fahrt 56/3 in die Antarktis untersucht (zur Charakterisierung der Stationen s. Tab.3 und Abb.5).

Tabelle 3: Stationsliste Meteor-Fahrt 56/3*

Station	Datum	Wasser- tiefe	Breite	Länge	L a g e	S e d i m e n t
166	12.1.81	1.150 m	55°34.8	35°43.6	SSW von Südgeorgien	siltiger Ton mit hohem Sandanteil und Gesteinsstücken
167	12.1.81	1.042 m	55°35.4	35°43.8	SSW von Südgeorgien	Sediment wie Station 166
213	19.1.81	2.910 m	61°50.2	51°26.1	Ende eines Hanges unmittelbar am Eisrand nach Süden zur Weddell-See hin abfallend	siltiger Ton mit vielen Steinen
228	22.1.81.	2.270 m	61°59.4	52°52.1	in der Nähe des Eisrandes etwas südlicher als 213	siltiger Ton
229	22.1.81	2.285 m	61°57.9	52°46.6	in der Nähe des Eisrandes etwas südlicher als 213	Sediment wie Station 288
239	23.1.81	626 m	61°28.4	53°21.2	Rand einer Rinne, die die Bransfield-Straße mit der Scotia-See verbindet	Sand mit Steinen
240	23.1.81	638 m	61°28.2	53°19.9	Rand einer Rinne, die die Bransfield-Straße mit der Scotia-See verbindet	Sediment wie Station 239
250	24.1.81	281 m	61°19.1	54°46.7	südöstlich von Elephant Island	Schlick
251	24.1.81	217 m	61°19.4	54°46.1	südöstlich von Elephant Island	Schlick
264	24.1.81.	92 m	61°13.2	54°53.9	südöstlich von Elephant Island	grauer Schlick
290	28.1.81	957 m	62°30.4	57°0.72	Bransfield Straße	siltiger Ton

* aus dem Fahrtbericht

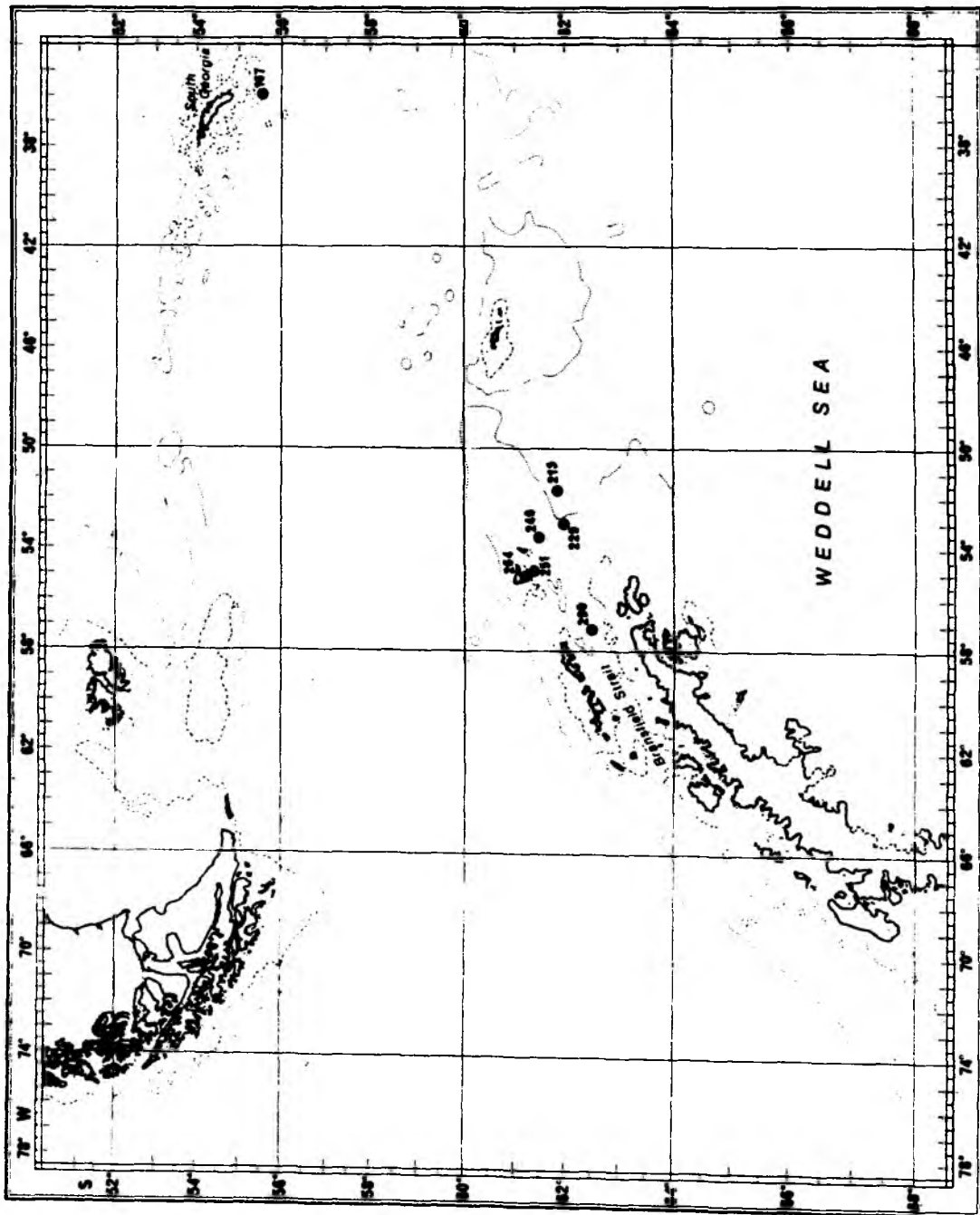


Abb. 5: Untersuchte Stationen Meteor-Fahrt 56/3

II. TRACEREXPERIMENTE ZUM DIFFUSIVEN UND BIOTURBATEN WASSERAUSTAUSCH

1. Beschreibung der Versuche

Für die Untersuchung der diffusions- und bioturbationsbedingten Austauschvorgänge an der Sediment/Wasser-Grenzfläche wurden Tracerdiffusionsexperimente in Sedimenten ohne aktive Fauna (B.II.3.) und in natürlichen Sedimenten mit Fauna durchgeführt. Die Probenahme erfolgte in Stechrohren von 10 cm Durchmesser direkt von der Sediment/Wasser-Grenzfläche. Dabei wurden Kerne mit 20 - 30 cm Sedimentsäule und 300 - 900 cm³ überstehendem Wasser erhalten. Die Versuche wurden in den Stechrohren entweder im Labor oder an Bord der Meteor in einer cardanischen Aufhängung durchgeführt. Die Kerne wurden entsprechend den natürlichen Verhältnissen bei in situ Temperatur und, da sie unterhalb der 1% Lichttiefe lagen, im Dunklen gehalten.

Unter der Voraussetzung, daß der Transport aus dem Porenwasser in die Wassersäule gleich dem Transport in das Porenwasser ist, gibt es für die Tracerexperimente zwei Möglichkeiten: Der Tracer kann entweder in das Porenwasser gegeben und seine Freisetzung an die Wassersäule gemessen werden, oder er kann in das überstehende Wasservolumen gegeben und sein Transport in das Porenwasser gemessen werden. Das setzt voraus, daß sich das Verhältnis von Sediment- und Wasservolumen im Laufe des Experimentes nicht ändert und Porenwasserbewegungen durch Sedimentation, Kompaktion oder Lockerung des Sedimentes keine Rolle spielen. Im geschlossenen System des Laborversuches bei einer Versuchsdauer von ca. 4 Tagen sind diese Effekte zu vernachlässigen. Da es bei den Experimenten auf eine relativ ungestörte Grenzfläche und Sedimentstruktur ankam, wurde der Tracer zum überstehenden Wasservolumen und nicht in das Porenwasser gegeben.

Um die Ausbildung von Konzentrationsgradienten zu verhindern, den Sauerstoffgehalt auf dem gleichen Niveau zu halten und annähernd die natürlichen Wasserbewegungen zu simulieren, wurde das überstehende Wasser mit einer Umlaufpumpe beständig umgewälzt, ohne jedoch die Sedimentoberfläche aufzuwirbeln. Nach Zugabe des Tracers wurde über einen Zeitraum

von ca. 4 Tagen regelmäßig die Tracerkonzentration in der Wassersäule gemessen. Danach wurde der Versuch beendet, das Überstehende Wasser entfernt und das Porenwasser auf die Tracerverteilung untersucht.

Die Versuche wurden im Labor durchgeführt, da die entsprechenden apparativen Voraussetzungen für einen Feldversuch (im besonderen für den Einsatz des radioaktiven Tracers) nicht vorhanden waren. Für ähnliche Diffusionsexperimente wird von Übereinstimmenden Ergebnissen bei Labor- und in situ Versuchen berichtet (DUURSMA und BOSCH 1970).

2. Wahl der Tracer

Der Tracer wurde unter dem Gesichtspunkt ausgewählt, daß Wechselwirkungen mit dem Sediment, chemische Reaktionen des Tracers oder eine Beeinflussung der Organismen ausgeschlossen werden konnten. Die eingesetzten Mengen sollten ausreichen, um in der von Bioturbation beeinflussten Sedimenttiefe meßbare Konzentrationen zu erzeugen. Gleichzeitig sollten die Konzentrationen, um die Fauna nicht zu beeinträchtigen, so niedrig wie möglich sein. Auch die Versuchsdauer sollte auf einige Tage begrenzt bleiben, um artifizielle Veränderungen in den Sedimenten gering zu halten.

Mit HTO, Tritiumwasser, wurde ein Tracer eingesetzt, der sich chemisch wie Wasser verhält. Tritium wurde ^{18}O - oder Deuteriumwasser vorgezogen, da es sich einfacher und schneller bestimmen läßt, Deuterium darüber hinaus in dem für die Analyse erforderlichen Konzentrationsbereich giftig wirken könnte (HOLLEMANN und WIBERG 1971). Bei Pectinaria koreni, der im Jahr 1980 häufigsten Makrofaunaart im Hausgarten, wurde von BACHLER (1981) keine Verhaltensänderung unter den in den Experimenten eingesetzten Tritiumkonzentrationen festgestellt.

Durch gesonderte Tritiumbestimmung an den Sedimenten nach Beendigung der Tracerexperimente konnte Adsorption oder Anreicherung von Tritium an dem Festmaterial ausgeschlossen werden. Auch STILLER, CARMI und MÜNNICH (1975) finden in einer Arbeit zum natürlichen Tritiumgehalt eines Seensedimentes keine Anreicherung von Tritium an der festen Sedimentphase.

Bei Blindversuchen in Stechrohren, die nur mit Seewasser und Tracer gefüllt waren, traten keine Veränderungen in den Tritiumkonzentrationen, z.B.

durch fraktionierte Wasserverdunstung, auf.

Zur weiteren Kontrolle der Methode wurde für das Bioturbationsexperiment vom 2.5.1980 (20 m) eine Massenbilanz erstellt. Die Abnahme der Tracerkonzentration im Überstehenden Wasser von $15989 \text{ cpm cm}^{-3}$ bei einem Volumen von 285 cm^{-3} entspricht einer Diffusion in das Porenwasser von 1620795 cpm . Bei Aufsummierung der im Porenwasser gefundenen Tritiummengen (Abb.21) unter Berücksichtigung der mittleren Porositätsverteilung (Abb.9) ergeben sich 1493455 cpm . Das entspricht einer Wiederfindungsrate von 92%. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß die Tritiumkonzentrationen nur bis in 7,4 cm Sedimenttiefe bestimmt wurden.

Da die Arbeit mit HTO als Tracer unter den erforderlichen Sicherheitsvorkehrungen sehr zeitaufwendig war und die Bestimmung der Makrofauna erschwerte und darüber hinaus mit jedem Experiment große Mengen kontaminierten Sedimentes zu "entsorgen" waren, wurde ein anderer nicht radioaktiver Tracer gesucht.

Farbige Verbindungen wie Neufuchsin, Malachitgrün, Methylorange, Acridinorange oder Rhodamin B wurden nach Vorversuchen aufgrund von Adsorption an die feste Sedimentphase und eventueller Beeinflussung der Organismen ausgeschlossen.

Mit Bromid wurde eine Substanz gefunden, die sich ebenfalls als Tracer eignet. Bromid ist ein natürlicher Bestandteil des Meerwassers. Nach dem Stand der Kenntnisse geht es keine chemischen Reaktionen im Porenwasser ein und unterliegt keinen meßbaren Adsorptionseffekten, was durch eigene Untersuchungen bestätigt werden konnte. Durch Beobachtungen der Bodenfauna wurde sichergestellt, daß keine Beeinflussung durch Natriumbromid im eingesetzten Konzentrationsbereich eintrat. Schädigungen von niederen Wasserorganismen werden bei NaBr-Konzentrationen ab $8 - 14 \text{ g dm}^{-3}$ berichtet, von Fischen ab 24 g dm^{-3} (ALTHAUS und JUNG 1971). In den Tracerexperimenten lagen die Anfangskonzentrationen des Wassers in der Regel bei $1,3$ bis $2,6 \text{ g kg}^{-1}$ NaBr (bis maximal $3,3 \text{ g kg}^{-1}$) mit entsprechender Abnahme in das Porenwasser. Um die Beeinflussung der Fauna möglichst gering zu halten, wurde der Salzgehalt unter Beimischung von deionisiertem Wasser wieder auf den ursprünglichen Wert gebracht.

Die Verwendung von Bromid als Tracer setzt voraus, daß die natürlich

vorhandenen Bromidkonzentrationen keine Unterschiede zwischen überstehendem Wasser und Porenwasser aufweisen. Geringfügige Konzentrationsschwankungen können jedoch toleriert werden, da die zusätzlich eingesetzten Bromidkonzentrationen 50fach größer als die ursprünglichen Seewasserkonzentrationen waren.

3. Diffusionsmessung ohne Organismenaktivität

Zur Untersuchung der molekularen Diffusion muß die Aktivität der Bodenorganismen ausgeschlossen werden. Da eine Entfernung der Makrofauna (BACHLER 1981) immer mit einer Zerstörung der Sedimentstruktur verbunden ist, wurde ein Verfahren zur Abtötung der Fauna gewählt.

Das in anderen Arbeiten (POLLEHNE 1981) eingesetzte Fixierungsmittel Formaldehyd wurde nicht verwandt, da es mit organischen Verbindungen (z.B. Eiweißen) Kondensationsprodukte bildet, deren Einfluß auf die Diffusion durch die Verklebung von Sedimentpartikeln schwer zu beurteilen ist. Giftige Schwermetallsalze, wie Quecksilber- oder Kupferverbindungen, die zum Sterilisieren von Wasserproben eingesetzt werden, wurden ausgeschlossen, da sie in Wechselwirkung mit anoxischen Sedimenten treten. Gewählt wurde mit Pentachlorphenol (PCP) ein breit verwendbares Biozid, das in Form einer äthanolischen Lösung den Proben zugesetzt wurde. In der Literatur (GOODNIGHT 1942) wird eine wirksame Konzentration für Fische von 0,2 - 0,6 mg dm⁻³ angegeben. Vorversuche mit Sedimentproben ergaben, daß zum vollständigen Absterben der Bodenorganismen Konzentrationen um 10 mg dm⁻³ notwendig waren.

Die ersten Proben zu Beginn der Arbeit 1980/81 wurden nicht vergiftet, sondern autoklaviert. Die verwendeten Plexiglasrohre können allerdings nicht über 90°-100°C erhitzt werden. Auch darf der Druck nicht zu unvermittelt reduziert werden, weil sich dann Gasblasen bilden, die das Sediment verwirbeln. Da beim Autoklavieren ein Verlust an Rohren und Probenmaterial nicht zu vermeiden war, wurde in den Diffusionsexperimenten ab 1982 mit PCP zum Abtöten der Fauna gearbeitet.

4. Ermittlung der molekularen und "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten

Die Tracerexperimente dienten zur Ermittlung der molaren Sedimentdiffusionskoeffizienten und "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten. Diese wurden mit einem Näherungsverfahren erhalten, indem unter Vorgabe verschiedener Diffusionskoeffizienten die resultierenden Tracerverteilungen im Porenwasser berechnet wurden. Durch Variation der Diffusionskoeffizienten wurde die berechnete Verteilung an die Meßwerte angenähert. Die kleinsten quadratischen Abweichungen der gemessenen von den berechneten Werten lieferten den gesuchten Sedimentdiffusionskoeffizienten.

Während in den Diffusionsexperimenten ein einheitlicher molekularer Diffusionskoeffizient für das gesamte Sediment bestimmt wurde, sollte in den Bioturbationsexperimenten der "effektive" Diffusionskoeffizient im bioturbierten Sedimentbereich ermittelt werden. Das Verhältnis des "effektiven" zum molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten wird als Bioturbationskoeffizient K_{Bio} definiert.

Die Tracerkonzentrationen im Sediment wurden mit dem 2.Fickschen Gesetz (BERNER 1980) berechnet:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_s \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (5)$$

2 mögliche Lösungen dieser partiellen Differentialgleichung, die von anderen Autoren zur Beschreibung von Tracerexperimenten benutzt wurden, sollen hier kurz diskutiert werden.

Diffusion aus einer unendlich dünnen Platte (momentane Flächenquelle)

Diese Lösung ergibt sich durch die Forderung nach Erhalt der Masse M des diffundierenden Tracers:

$$C = \frac{M}{\sqrt{D_s \pi t}} \exp\left(-\frac{x^2}{4D_s t}\right) \quad M = \text{Masse/Einheitsfläche} \quad (6)$$

Gleichung (6) setzt voraus, daß sich zu Versuchsbeginn die gesamte diffundierende Substanz in unmittelbarer Nähe der Grenzfläche befindet. Diese Bedingung wird durch eine von DUURSMA und BOSCH (1970) und JØRGENSEN (1979) beschriebene Technik erfüllt, wobei der Tracer mit einem Filterpapier direkt auf das Sediment gebracht wird. Durch diese Manipulation werden jedoch die auf dem Sediment lebenden Organismen und die mit dem Bodenwasser in Kontakt stehenden Tiere empfindlich gestört. Um derartige Störungen gering zu halten, wurde der Tracer in die Wassersäule gegeben. Damit waren die Randbedingungen für Lösung (6) nicht mehr erfüllt.

Diffusion aus einer Quelle mit konstanter Konzentration

Bei Annahme einer konstanten Konzentration C_0 im Überstehenden Wasser ergibt sich eine andere einfache Lösung der Differentialgleichung (5) (JOST und HAUFFE 1972):

$$C = C_0 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{D_{st}t}} \quad (7)$$

Mit Gleichung (7) wurde von LUEDTKE und BENDER (1979) unter Vernachlässigung einer Konzentrationsabnahme in der Wassersäule die Diffusion von ^{22}Na in das Porenwasser berechnet. Auch VAN DER LOEFF et al. (1984) ermittelten mit dieser Gleichung ^{22}Na -Diffusionskoeffizienten ohne Berücksichtigung eines Konzentrationsrückgangs im Überstand von 20%.

Durch ein entsprechend großes Wasservolumen oder beständige Zufuhr des Tracers lassen sich die Konzentrationen im Überstand konstant halten. Dies führt jedoch zum Einsatz größerer Tracermengen, die in den durchgeführten Experimenten vermieden werden sollten. Da in diesen Experimenten die Tracerkonzentrationen im Wasser um maximal 70% abnahmen, konnte Gleichung (7) nicht mehr als Näherung angesehen werden.

Neben den genannten Lösungen verwenden einige Autoren ein Modell für die Diffusion aus einer gut gerührten Lösung in ein poröses Medium (CARMAN und HAUL 1954; CRANK 1948). Da dabei die Länge der Sedimentsäule als endlich vorausgesetzt ist und der Porenraum der Probe in die resultierende Beziehung eingeht, wurde diese Lösung nicht verwendet.

Diffusion aus einer Quelle mit variabler Konzentration

Da die diskutierten Gleichungen die gewählte Versuchsanordnung nicht befriedigend wiedergeben, wurde eine Lösung entwickelt, die den Konzentrationsverlauf an der Grenzfläche durch die im Überstand gemessenen Werte beschreibt mit den Rand- und Anfangsbedingungen:

$$C(x=0, t) = f(t)$$

$$C(x \rightarrow \infty, t) = 0$$

$$C(x, t=0) = 0$$

Zur Lösung wurde eine Laplacetransformation der Diffusionsgleichung (5) durchgeführt (DOETSCH 1970). $C(x, t)$ geht dabei in die Funktion $f(x, s)$ über, die gegeben ist durch

$$f(x, s) = \int_0^{\infty} C \exp(-st) dt$$
$$\int_0^{\infty} \exp(-st) \frac{\partial C}{\partial t} dt = D_S \int_0^{\infty} \exp(-st) \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} dt$$

Integration nach der Produktregel reduziert die partielle Differentialgleichung auf eine gewöhnliche Differentialgleichung 2. Ordnung:

$$\frac{\partial^2 f(x, s)}{\partial x^2} - \frac{s}{D_S} f(x, s) = 0$$

mit der Lösung $f(x, s) = A \exp(+x \sqrt{s/D_S}) + B \exp(-x \sqrt{s/D_S})$.

Da $C(x \rightarrow \infty, t) = 0$ gelten soll, folgt $A = 0$.

B wird durch die Transformation der Randbedingungen erhalten:

$$C(0, t) = f(t)$$

$$\int_0^{\infty} C(0, t) \exp(-st) dt = \int_0^{\infty} f(t) \exp(-st) dt = g(s)$$

$$g(s) = B = f(0, s)$$

und damit: $f(x, s) = g(s) \exp(-x \sqrt{s/D_S})$

Die Rücktransformation (ABRAMOWITZ und STEGUN 1974)

$$\begin{aligned}\mathcal{L}^{-1} [g(s)] &= f(t) \\ \mathcal{L}^{-1} [\exp(-K \sqrt{s})] &= \frac{K}{2\sqrt{\pi t^3}} \exp(-\frac{K^2}{4t}) \quad K = \frac{x}{\sqrt{D_S}}\end{aligned}$$

liefert das Faltungsprodukt:

$$C(x,t) = \frac{x}{2\sqrt{\pi D_S}} \int_0^t \frac{1}{t^3} \exp(-\frac{x^2}{4D_S t}) * f(t) \quad .$$

Unter dem Faltungsprodukt zweier Funktionen $f_1(t)$ und $f_2(t)$, das man mit $f_1(t)*f_2(t)$ bezeichnet, versteht man das Integral (ZACHMANN 1977)

$$f_1(t)*f_2(t) = \int_0^t f_1(t-\tau) f_2(\tau) d\tau \quad .$$

Entsprechend wird

$$C(x,t) = \frac{x}{2\sqrt{\pi D_S}} \int_0^t \frac{1}{\sqrt{(t-\tau)^3}} \exp(-\frac{x^2}{4D_S(t-\tau)}) f(\tau) d\tau \quad . \quad (8)$$

(für eine andere Herleitung s. CARSLAW und JAEGER 1976, S.62 und S.305)

Mit Gleichung (8) wurden die Tracerkonzentrationen in Abhängigkeit von der Sedimenttiefe zum Zeitpunkt $t = t_{\text{Ende}}$ berechnet. Die Funktion $f(\tau)$ ($0 < \tau < t_{\text{Ende}}$) gibt die Konzentrationsänderung des Tracers im überstehenden Wasser wieder und wird aus den Meßwerten im Wasser durch natürliche Splines interpoliert (eine mindestens einmal stetig differenzierbare Interpolationsfunktion). Dabei wird angenommen, daß durch beständiges Rühren die Konzentration im gesamten Wasserkörper bis zur Sedimentoberfläche konstant ist.

Mit der IMSL-Routine ICSEVU aus der Programmbibliothek des Rechenzentrums der Kieler Universität wurde der interpolierende natürliche Spline für die jeweiligen Tracerkonzentrationen im überstehenden Wasser erhalten. Die Integration erfolgte numerisch mit den NAG-Routinen D01AJF und D01ALF. D01ALF berechnet insbesondere Integranden, wie Gleichung (8), die ein lokales singuläres Verhalten an bestimmten Stellen innerhalb des Integrationsintervalles aufweisen.

Der Verlauf der berechneten Tracerkonzentrationen in Abhängigkeit von der Sedimenttiefe x , der Versuchsdauer und dem Sedimentdiffusionskoeffi-

gestellt. Abb.6 zeigt die Tracerprofile bei Variation der Versuchsdauer und konstantem D_S . Die Konzentrationen im Porenwasser nehmen im Verlauf der Diffusion zu und an der Grenzfläche ab.

Abb.7 zeigt die Veränderung der berechneten Konzentrationsprofile durch die Variation von D_S bei Versuchsende. Die gemessenen Konzentrationen sind als Vertikalbalken über das Tiefenintervall dargestellt, aus dem das Porenwasser gewonnen wurde. D_S wird so lange variiert, bis die beste Entsprechung zwischen gemessenen und berechneten Werten gefunden ist. Diese führt im vorliegenden Beispiel zu $D_S = 7,3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (zur Methoden- und Fehlerdiskussion s. D.I.1. und 2.).

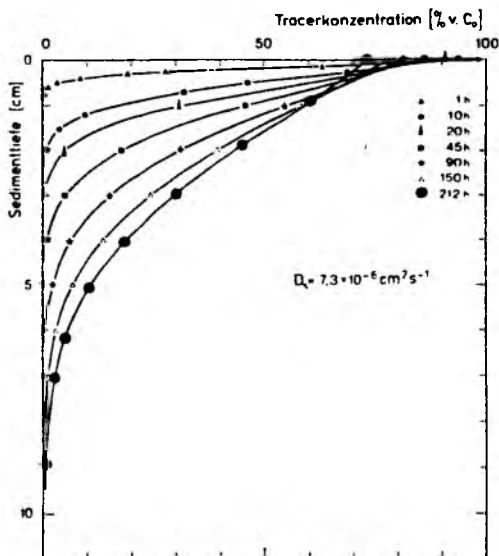


Abb. 6: Tracerprofile bei Variation der Versuchsdauer

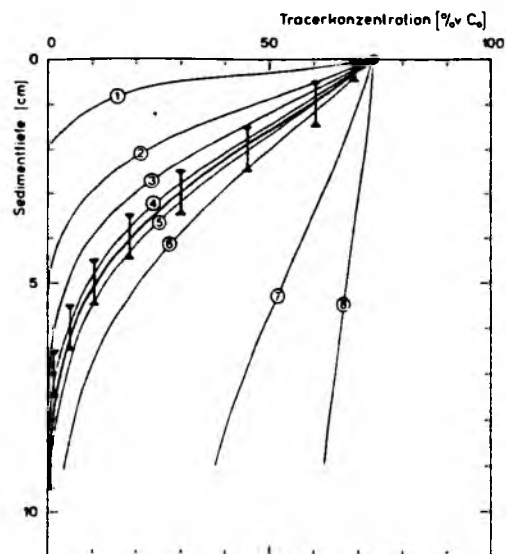


Abb. 7: Tracerprofile bei Variation von D_S

$D_S \cdot 10^6$
[$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$]

1	0,3
2	2,3
3	4,3
4	6,3
5	7,3
6	8,3
7	12,3
8	100

Abhängigkeit der Diffusion von Temperatur, Druck und Ionenstärke

Um die erhaltenen Sedimentdiffusionskoeffizienten untereinander vergleichen zu können, wurden sie auf die mittlere Versuchstemperatur von 5°C bezogen. Nach Untersuchungen von LI und GREGORY (1974) ist die Temperaturabhängigkeit der Diffusionskoeffizienten im Porenwasser gleich derjenigen in freier Lösung und kann im Bereich von 0°-100°C nach der Stokes-Einstein-Beziehung beschrieben werden als:

$$D = \frac{kT}{6\pi\eta r} \quad (9)$$

$$\left(\frac{D \eta}{T} \right)_{T_1} = \left(\frac{D \eta}{T} \right)_{T_2} \quad (10)$$

D : Diffusionskoeffizient

k : Boltzmann Konstante

T : absolute Temperatur

η : Viskosität

r : Radius der Hydrathülle

Für den im Porenwasser auftretenden Temperaturbereich (-2 bis 30°C) ist für Ionen, die schneller als das Fluorid-Ion diffundieren, z.B. Bromid, die folgende Gleichung eine bessere Näherung (LI und GREGORY 1974):

$$(D \eta)_{T_1} = (D \eta)_{T_2} \quad (11)$$

Der Einfluß der Druckänderung auf die Diffusion ist gering. Er beträgt für die im Ozean vorhandenen Druckunterschiede maximal 8 % und kann damit vernachlässigt werden (HORNE und FRYZINGER 1963).

Die Diffusion von Ionen kann im allgemeinen nicht isoliert betrachtet werden. Entsprechend der Elektroneutralitätsforderung können Anionen und Kationen nicht unabhängig voneinander diffundieren, sondern werden je nach Partner beschleunigt oder retardiert. Die mathematische Behandlung dieses Effektes ist von BEN YAAKOV (1972), LASAGA (1979) und KLUMP und MARTENS (1981) diskutiert worden. Entsprechende Messungen von DUURSMA und BOSCH (1970) und GOLDHABER et al. (1977) führen jedoch zu dem Schluß, daß diese

Einflüsse im Vergleich zu dem Fehler, mit dem die Bestimmung von Sedimentdiffusionskoeffizienten verbunden ist, gering sind. Das gilt ebenfalls für den Einfluß von Ionenpaarbildung auf den Diffusionskoeffizienten, z.B. durch die Bildung und Diffusion von Ionen wie NaSO_4^- oder die Diffusion von undissoziierten Ionenpaaren wie MgSO_4^0 .

Die Unterschiede zwischen den Diffusionskoeffizienten bei unendlicher Verdünnung und in Seewasser, die sich aus den Viskositätsunterschieden ergeben, wurden entsprechend LI und GREGORY (1974), die diese auf maximal 8 % beziffern, als vernachlässigbar betrachtet.

III. NÄHRSAZUNTERSUCHUNGEN

Der Fluß gelöster Remineralisierungsprodukte der sedimentierten organischen Substanz vom Porenwasser in die Wassersäule wurde im überstehenden Wasser von Sedimentkernen aus der Eckernförder Bucht direkt gemessen. Sein diffusiver und bioturbater Anteil wurde anhand der Konzentrationsgradienten im Porenwasser berechnet.

1. Experimentelle Bestimmung der gesamten Nährsalzflüsse aus dem Sediment an die Wassersäule

Die Nährsalzfreisetzung aus dem Porenwasser in die Wassersäule wurde anhand der Konzentrationsänderung im überstehenden Wasser der Sedimentkerne bestimmt. Das überstehende Wasser wurde nach der Probenahme durch Bodenwasser, das von Tauchern möglichst nahe der Sedimentoberfläche entnommen worden war, ersetzt. Dadurch wurde eine mögliche Kontaminationen des überstehenden Wassers durch die Probenahme vermieden (ELDERFIELD et al. 1981).

Ein allgemeiner Nachteil von Einschlußversuchen liegt darin, daß die Grenzfläche nicht mehr den normalen hydrodynamischen Bedingungen unterliegt. Indem die Wassersäule für die Dauer des Experiments beständig umgewälzt wurde, sollte die natürliche Wasserbewegung annähernd simuliert werden. Die Versuchsbedingungen waren entsprechend den unter B.II.1. beschriebenen Tracerexperimenten.

Als mögliches Artefakt für derartige Nährsalzuntersuchungen könnte eine Aktivierung bakterieller Umsätze auftreten. Diese als "bottle-effect" bekannte Erscheinung beruht auf der durch das Gefäß erzeugten künstlichen Oberfläche, die die Etablierung mikrobieller Populationen erleichtert (KAPLAN 1983). Dieser Effekt spielt jedoch bei eingeschlossenen Sedimenten aufgrund der schon natürlicherweise vorhandenen großen und aktiven Oberflächen nicht die Rolle wie beim Einschluß von Wasser. In ihren Arbeiten zur Sauerstoffzehrung und Nährsalzrückführung im Flachwasser fanden ELDERFIELD et al. (1981) eine größenordnungsmaßige Übereinstimmung zwischen Labor- und in situ Glockenversuch. Das bestätigen auch ANDREWS und HARGRAVE (1984) für die Ermittlung von Silikatflüssen.

2. Berechnung der diffusiven und bioturbaten Nährsalzflüssen

Die Berechnung der diffusiven Nährsalzflüsse F_{diff} über die Sediment/Wasser-Grenzfläche ($x=0$) erfolgte mit dem 1.Fickschen Gesetz (Gleichung (4)):

$$F_{diff} = -\phi D_s \left. \frac{dC}{dx} \right|_{x=0} . \quad (12)$$

Für die Berechnung der "effektiven" Nährsalzflüsse F_{eff} wurde D_s um den in den Tracerexperimenten erhaltenen Bioturbationskoeffizienten K_{Bio} erweitert:

$$F_{eff} = -\phi K_{Bio} D_s \left. \frac{dC}{dx} \right|_{x=0} . \quad (12A)$$

D_s wurde aus D nach Gleichung (3) berechnet, indem die Diffusionskoeffizienten im freien Wasser um den in den Tracerexperimenten bestimmten Wert für $1/\theta^2$ modifiziert wurden. Der Konzentrationsgradient dC/dx an der Sediment/Wasser-Grenzfläche wurde auf 2 Wegen bestimmt:

Als eine Möglichkeit wurde der Differentialquotient dC/dx durch den Differenzenquotienten $\Delta C/\Delta x$ zwischen Bodenwasser und oberster Porenwasserprobe ersetzt:

$$F = -\phi D_s \frac{C_{Porenwasser} - C_{Bodenwasser}}{\Delta x} . \quad (12B)$$

Da der Gradient in den meisten Fällen mit Annäherung an die Sedimentoberfläche steiler wird, wurde der Probenabstand an der Grenzfläche möglichst eng gewählt. Mit Gleichung (12B) wurden Flüsse für Si, N und P berechnet.

Für Silikat wurde der diffusive Fluß auch nach einem diagenetischen Modell unter Berücksichtigung von Lösungsgleichgewichten ermittelt. Durch Anpassen einer Funktion an die Konzentrationskurve und Differenzieren an der Stelle $x = 0$ konnte der Gradient an der Grenzfläche ermittelt werden. Neben der Möglichkeit, den Konzentrationsverlauf durch ein Polynom anzunähern (ALLER 1977), sind Modelle zur Einbeziehung von Produktions- und Konsumptionsraten in die Diffusionsgleichung aufgestellt worden (BERNER

1980).

Danach kann die Konzentrationsänderung an einer Stelle x im Sediment, basierend auf dem 2. Fickschen Gesetz, beschrieben werden als:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K(C_S - C) \quad . \quad (13)$$

Der 1. Term steht für die Diffusion mit konstantem Diffusionskoeffizienten, der 2. Term für die Produktion mit K als wegunabhängiger Lösungskonstanten 1. Ordnung und $C_S - C$ als Differenz zwischen der Konzentration in einer bestimmten Sedimenttiefe und der Sättigungskonzentration. Adsorptionseffekte können nach BERNER (1974) bei Silikat ignoriert werden.

Unter steady-state Bedingungen

$$\frac{\partial C}{\partial t} = 0$$

ist $D_S \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = K (C_S - C) \quad .$

Eine Lösung der Differentialgleichung mit den Randbedingungen:

$$\begin{aligned} C &= C_0 \quad \text{für} \quad x = 0 \\ C &= C_S \quad \text{für} \quad x \rightarrow \infty \end{aligned}$$

liefert: $C = C_S + (C_0 - C_S) \exp(-x \sqrt{K/D_S}) \quad (14)$

$$\frac{\partial C}{\partial x} = (C_0 - C_S) \sqrt{K/D_S} \exp(-x \sqrt{K/D_S}) \quad .$$

Einsetzen in $F = -\phi D_S \frac{dC}{dx}$

ergibt $F = -\phi D_S (C_0 - C_S) \sqrt{K/D_S} \exp(-x \sqrt{K/D_S})$

und $F = -\phi D_S (C_0 - C_S) \sqrt{K/D_S} \big|_{x=0} \quad (15)$

für den Fluß an der Grenzfläche.

$\sqrt{K/D_S}$ wurde durch Anpassen der Funktion $C = C_S + (C_0 - C_S) \exp(-x a)$ unter Variation von a (mit $a = \sqrt{K/D_S}$) an die Meßwerte erhalten. Für C_S wurde die asymptotische Konzentration eingesetzt.

IV. METHODEN

1. Probenahme und Porenwassergewinnung

Die Sedimentprobenahme erfolgte in Stechrohren aus Plexiglas mit einem Durchmesser von 10 cm. Die Proben bei Boknis Eck wurden von Tauchern genommen. Das ist die beste Methode, um relativ ungestörte Proben von der Sediment/Wasser-Grenzfläche zu erhalten (ANKAR 1977). Die Tiefseeproben auf der Meteor wurden mit Plexiglasrohren aus Kastengreifern ausgestochen.

Beim Abtrennen des überstehenden Wassers von der Sedimentsäule sollte die obere flockige Sedimentschicht erhalten werden. Bei Kernen mit unebener Sedimentoberfläche muß darauf geachtet werden, das von den höheren Stellen in die Mulden fließende Porenwasser nicht zusammen mit dem überstehenden Wasser zu entfernen.

Zur tiefenabhängigen Untersuchung des Sedimentes wurden die Stechrohre in eine Halterung eingespannt und die Sedimentsäule mit einem hydraulischen Wagenheber langsam nach oben gedrückt. Oben auf das Rohr wurden Verlängerungsringe definierter Höhe gesetzt. Damit konnten die einzelnen Sedimentscheiben bequem mit einem Spachtel vom restlichen Sediment abgetrennt werden. Diese Methode ermöglichte eine verhältnismäßig genaue Tiefenskalierung.

Bei der Gewinnung des Porenwassers sollten Eingriffe in das Gleichgewicht zwischen festem Sediment und Porenwasser möglichst gering gehalten werden. Aus diesem Grunde wurde auf Extraktionsmethoden oder ein Aufschlämmen des Sedimentes verzichtet. Das Porenwasser wurde entweder durch Zentrifugation oder Druckfiltration unter Stickstoff gewonnen. Einige Autoren (KHARAKA und BERRY 1973; KRIUKOV und MANHEIM 1982) berichten von "squeezing"-Effekten mit Zu- oder Abnahme der Elektrolytkonzentration am Ende des Druckfiltrationsvorganges. Das hängt von den elektrochemischen Eigenschaften des Sedimentes und der Beschaffenheit der Grenzschicht zum Porenwasser ab, in der Anreicherung oder Ausschluß gelöster Substanzen eintreten kann. KRIUKOV und MANHEIM (1982) kommen jedoch zum Schluß, daß bei unkonsolidierten Sedimenten die Filtration unter moderaten Drücken die Porenwasserkonzentrationen nicht signifikant verändert.

Die Filterpressen nach HARTMANN (1965) arbeiten im Gegensatz zu den Standardpressen, die das Porenwasser durch Gas verdrängen (RICHARDS 1941), mit Druckübertragung über eine Membrane auf die Sedimentprobe. Auf diese Weise kann die Ausbeute an Porenwasser gesteigert werden, da das Gas nicht mehr auf Risse und Kanäle im Sediment ausweichen kann. Als Filter wurden Sartorius Membranfilter der Serie SM 131 verwandt. Für die Nährsalzbestimmung wurden die Proben nicht filtriert, sondern nur zentrifugiert, da einige Filtermaterialien Nährsalze abgeben oder durch die Zerstörung von Zellen Nährsalze freigesetzt werden können. Die Segmentierung der Sedimentsäule und die Porenwassergewinnung wurden unter in situ Temperaturen durchgeführt, denn Temperaturschwankungen können die Porenlösung beeinflussen und z.B. zu Silikatfreisetzung führen (SUESS 1976).

2. Chemische und physikalische Parameter

2.1 Nährsalze

Für die Bestimmung der folgenden Nährsalze: Ammoniak, der Summe aus Nitrat und Nitrit, Phosphat und Silikat wurden die photometrischen Methoden nach GRASSHOFF et al. (1983) auf das Porenwasser angewandt. Da die Nährsalze bis auf Nitrat im Porenwasser im allgemeinen in höheren Konzentrationen als im Meerwasser auftreten und die zur Verfügung stehende Probemenge begrenzt ist, wurden die Proben entsprechend den zu erwartenden Konzentrationen verdünnt. Für den Nachweis auf Ammoniak, Phosphat und Silikat wurde mit 3 cm³ verdünnter Probe und 0,1 cm³ Reagenz gearbeitet. Der Nitratsnachweis wurde mit 2 cm³ unverdünnter Probe und 3 cm³ Puffer durchgeführt.

2.2. Markiertes Wasser (HTO)

Die Tritiumaktivität (cpm cm⁻³) wurde mit einem Flüssigszintillationspektrometer (Betaszint BF 5000) gemessen. Jeweils 1 cm³ einer Wasserprobe wurde mit 10 cm³ Aquasol (New England Nuclear) als Szintillatorflüssigkeit versetzt. Das Externer - (¹³⁷Cs)Standard - Kanalverhältnis (ESKV) wurde als

Maß für den Quench der Probe herangezogen, d.h. der Störungen der Energieübertragung auf Lösungsmittel und Szintillator. Der Zusammenhang zwischen Zählausbeute und ESKV wurde mit Hilfe von Proben bekannter Aktivität ermittelt. Dazu wurden ^3H -Standards zu Proben mit unterschiedlichem Quenchverhalten gegeben. Abb.8 zeigt die Ausbeute in Abhängigkeit vom ESKV. Die Ausbeuten variieren von 12 % bis 28 % bei ESKV-Werten von 1,6 bis 2,9. Da die meisten Proben bei einem ESKV-Wert von $2,8 \pm 0,1$ lagen, war eine Quenchkorrektur nicht erforderlich.

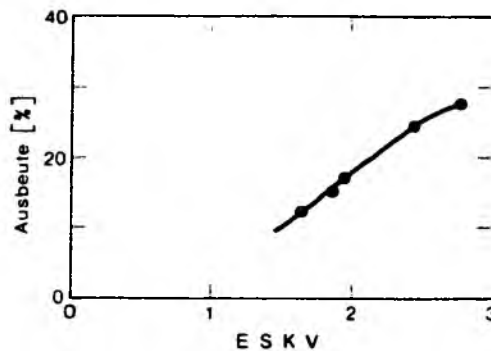


Abb.8: Ausbeute der Tritiumbestimmung

Ferner sollte untersucht werden, ob Salzgehaltsunterschiede innerhalb einer Probe die Tritiumbestimmung beeinflussen können. Je 1 cm^3 destilliertes Wasser, Leitungswasser und Ostseewasser ($S = 15,3 \cdot 10^{-3}$) wurden mit derselben Menge HTO versetzt und die Aktivität gemessen. Es wurde ein Abschirmeffekt von 4,0 % durch Leitungswasser und von 7,6 % durch das Ostseewasser in bezug auf destilliertes Wasser festgestellt. Demgegenüber sind die Salzgehaltsgradienten, die möglicherweise zwischen Porenwasser und Bodenwasser auftreten können (REIMERS und KÖLMEL 1976) weitaus geringer und können folglich vernachlässigt werden.

Zur Untersuchung von Anreicherungseffekten an der festen Phase wurden Sedimentproben von ca. 1 g zusammen mit Cellulose zu Pillen gepreßt und im Packard Tricarb Sample Oxidizer B 306 verbrannt. Die Produkte wurden in 15 cm^3 Aquasol aufgefangen und anschließend im Szintillationszähler gemessen.

2.3. Bromid

Die Bestimmung der in den Tracerexperimenten anfallenden Bromidanalysen im Bereich von ca. 0,035 bis 3,3 g dm⁻³ erfolgte nach der Methode von KREMLING (1983). Das zu bestimmende Bromid wurde mit Hypochlorit zu Bromat oxidiert. Nach Zugabe von Jodid konnte das gebildete Jod mit Thiosulfat titriert werden. Als Oxidationsmittel wurde mit käuflicher Hypochloritlösung gearbeitet. Deren Gehalt wurde nach HASLAM und MOSES (1950) bestimmt und auf eine Normalität von 1 gebracht. Der prozentuale Fehler dreier Messungen von Ostseewasser mit $C = 0,0162 \text{ g kg}^{-1}$ lag bei $\pm 3,1 \%$. Die Einwaage für die Analyse der mit Bromid angereicherten Seewasserproben konnte von 10 g auf 0,5 - 1,0 g reduziert werden. Im Porenwasser mit exponentiell abnehmender Bromidkonzentration wurde die eingewogene Menge entsprechend erhöht. Dabei war der prozentuale Fehler bei einer Konzentration um $0,5 \text{ g kg}^{-1}$ und einer Einwaage von 1 g 0,2 - 0,3%.

2.4 Temperatur, Salinität und Sauerstoff

Bei den Ausfahrten wurden jedesmal Temperatur und Salzgehalt in der Wassersäule mit einer T/S-Sonde (Electronic Switchgear, Typ MC 5) gemessen. Der Sauerstoffgehalt wurde mit einer O₂-Sonde (Yellow Spring Instruments YSI Model 57 Oxygen Meter) oder durch Titration nach Winkler (GRASSHOFF et al. 1983) bestimmt.

Im überstehenden Wasser der Stechrohrproben wurde Chlorid durch potentiometrische Titration (Potentiograph E 436 Metrohm Herisau mit automatischer Bürette E 436D und AgCl Elektrode) im Vergleich zu Standardseewasser bestimmt. Dies diente in den Tracerexperimenten mit NaBr zur Berechnung der erforderlichen Zugabe an deionisiertem Wasser, um den Salzgehalt der Lösung annähernd konstant zu halten.

3. Sedimentologische Parameter

In den Sedimenten wurde die Porosität bestimmt, da ihr Zusammenhang mit den Diffusionsvorgängen im Sediment untersucht werden sollte. Als Porosität

ist der Anteil des Porenraumes V_p am Gesamtvolumen V_g definiert: $\phi = V_p/V_g$. Dabei kann unterschieden werden zwischen der totalen Porosität und der für Transportprozesse zur Verfügung stehenden Nutzporosität, die nur den untereinander in Verbindung stehenden Porenraum berücksichtigt. Bei Sedimenten kann davon ausgegangen werden, daß der Porenraum in der Regel zusammenhängend ist.

Die Porosität wird über den Wassergehalt berechnet (BERNER 1971):

$$\phi = \frac{W\rho_s}{W\rho_s + (1-W)\rho_w}$$

ϕ : Porosität

W : relativer Wassergehalt bezogen auf das feuchte Sediment

ρ_s : Dichte des Sediments

(als $\rho_{\text{Quarz}} = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$)

ρ_w : Dichte des Porenwassers

(als $1,025 \text{ g cm}^{-3}$)

Die Wassergehalte wurden bestimmt durch den Gewichtsverlust bei 105°C .

4. Bestimmung der Makrofauna

In den Kernen, die zur Durchführung der Bioturbationsmessungen dienten, wurde im Anschluß an die Experimente die Makrofauna bestimmt. Nach dem Abtrennen des Porenwassers für weitere Untersuchungen wurde das gesamte Sediment eines jeden Tiefenhorizontes mit einer gepufferten (8 %-Borax) Formaldehyd-Seewasser Mischung fixiert. Zu einem späteren Zeitpunkt wurde die Makrofauna mittels vorsichtigen Schlämmens durch ein Sieb von 1 mm Maschenweite gewonnen (Baltic Standard Methods DYBERN et al. 1976), unter dem Binokular bestimmt und die Größe der Tiere gemessen (HOLME und McINTYRE 1971).

Bei einem Vergleich der vorgefundenen Individuenzahlen mit anderen Daten muß berücksichtigt werden, daß die Sammeleffektivität des normalerweise verwendeten $0,1 \text{ m}^2$ van Veen Greifers geringer als diejenige der Stechröhre ist (ANKAR 1977).

C. E R G E B N I S S E

Parallel zu den Bioturbationsexperimenten in natürlichem Sediment wurden Diffusionsexperimente in faunafreiem Sediment - die Fauna war vor Versuchsbeginn abgetötet worden - durchgeführt. Bei den Bioturbationsversuchen 1983 wurde zusätzlich die Nährsalzkonzentration im Porenwasser und die Nährsalzfreisetzung an die Wassersäule bestimmt. Die Ergebnisse der Diffusionsexperimente werden unter C.I., der Bioturbationsexperimente unter C.II. und der Nährsalzuntersuchungen unter C.III. dargestellt.

Darstellung der Ergebnisse der Tracerexperimente

Nach Zugabe des Tracers wurde dessen Konzentrationsänderung in der Wassersäule und die Verteilung des Tracers im Porenwasser bei Versuchsende gemessen. Die Kenntnis des zeitlichen Verlaufs der Tracerkonzentrationen im überstehenden Wasser war zur Berechnung der Diffusionskoeffizienten erforderlich (s.B.II.4.). Da die Tracerkonzentrationen im Wasser bei allen Versuchen exponentiell mit der Zeit abnahmen, wird auf die graphischen Darstellung der Einzelergebnisse verzichtet und der Konzentrationsverlauf exemplarisch für einen Versuch dargestellt. Die Versuchsdauer umfaßte ca. 4 Tage.

Anhand der Abbildungen der Porenwasserkonzentrationen bei Versuchsende wird die Ermittlung der Diffusionskoeffizienten aufgezeigt. Zum besseren Vergleich der Experimente untereinander sind die angegebenen Konzentrationen auf C_0 , die jeweilige Anfangskonzentration im überstehenden Wasser, normiert. Zusätzlich zu den gemessenen Konzentrationen sind die berechneten Konzentrationen mit denjenigen Diffusionskoeffizienten abgebildet, die die kleinsten quadratischen Abweichungen von den Meßwerten aufwiesen. Das ermöglicht, die Entsprechung von Meßwerten und Diffusionsmodell sowohl für die vergifteten wie für die natürlichen Sedimente zu überprüfen und die Genauigkeit der angegebenen Diffusionskoeffizienten zu beurteilen.

Da die Experimente bei verschiedenen Temperaturen (den jeweiligen in situ Temperaturen) durchgeführt wurden, sind die ermittelten molekularen

Sedimentdiffusionskoeffizienten zum besseren Vergleich nach Gleichung (10) und (11) auf eine Temperatur von 5°C, die durchschnittliche Versuchstemperatur normiert worden. In den Abbildungen sind die bei den in situ Temperaturen erhaltenen Diffusionskoeffizienten eingetragen.

Die Experimente wurden mit 2 verschiedenen Tracern, HTO (1980/81) und Bromid (1982/83), durchgeführt. Wie am Beispiel der 20 m Tiefenstation bei Boknis Eck aufgezeigt wird (C.I.1.2.), unterliegt die Diffusion beider Tracer derselben Beeinflussung durch das Sediment. Deshalb wird bei den weiteren Experimenten nicht gesondert berücksichtigt, welcher der beiden Tracer eingesetzt wurde. Um die ermittelten Sedimentdiffusionskoeffizienten vergleichen zu können, werden sie mit einem empirisch bestimmten Umrechnungsfaktor (Tab.5) auf HTO als Tracer bezogen.

I. MOLEKULARE SEDIMENTDIFFUSIONSKOEFFIZIENTEN UND SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER

1. Boknis Eck

1.1 Porosität

Für die untersuchten Sedimente an den Stationen 17, 20, 25 und 28 m Wassertiefe wurde die Porosität und ihre Veränderung mit der Sedimenttiefe gemessen. Die Porosität war nach Gleichung (12) und (12A) zur Berechnung der Nährsalzflüsse an die Wassersäule erforderlich. Ferner sollte der Zusammenhang zwischen der Porosität und der Beeinflussung der Diffusionsvorgänge durch das Sediment diskutiert werden und die empirischen Beziehungen für D_s/D überprüft werden (A.I.2.). Weiterhin wird das Porositätsprofil zur Diskussion des Verlaufs der Tracerkonzentrationen im Porenwasser herangezogen. Aus diesem Grunde erfolgten die Porositätsmessungen für dieselben Sedimentintervalle wie bei den Tracerexperimenten.

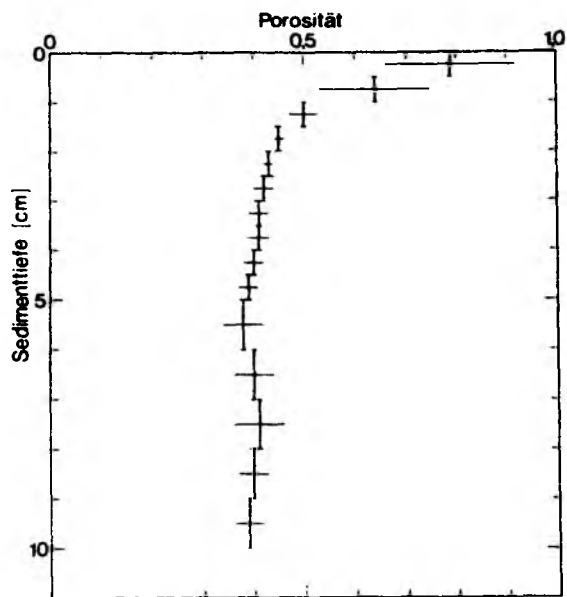


Abb. 9: Mittlerer Verlauf d. Porosität
von 5 Einzelmessungen
mit Standardabweichung
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

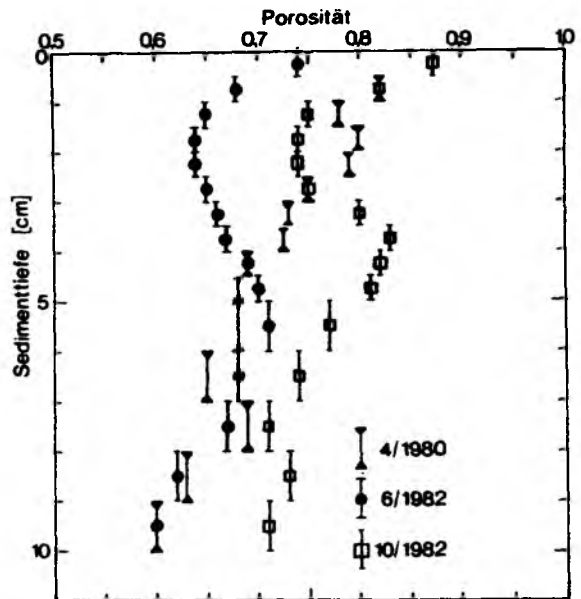


Abb. 10: Verlauf der Porosität
Boknis Eck 25 m Tiefenstation

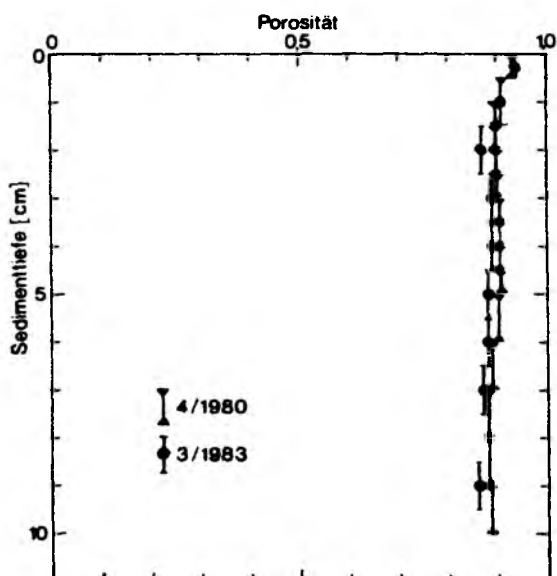


Abb. 11: Verlauf der Porosität
Boknis Eck 28 m Tiefenstation

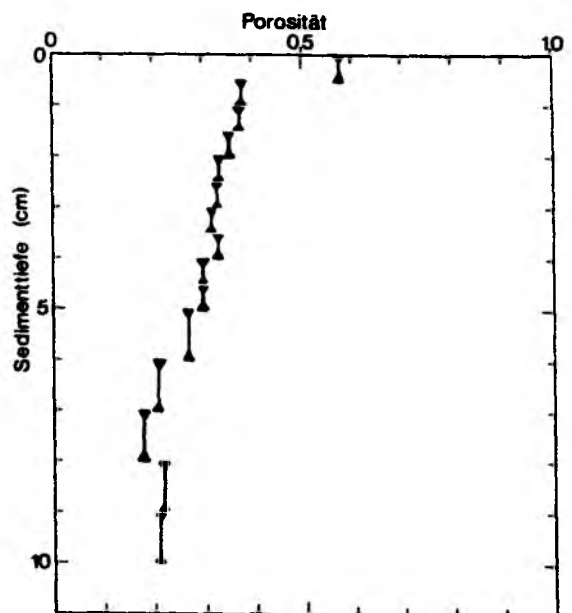


Abb. 12: Verlauf der Porosität
Boknis Eck 17 m Tiefenstation

20 m Tiefenstation

An der schwerpunktmäßig untersuchten 20 m Schlicksand Station wurden 5 Porositätsprofile zu verschiedenen Zeiten zwischen 1981 und 1982 aufgenommen. Bei diesen Profilen bestanden weder Unterschiede zwischen den Jahren z.B. durch Erosionen oder Umlagerungen, noch wurde eine saisonale Beeinflussung gefunden, wie sie durch die Wühltätigkeit von Organismen auftreten kann (RHOADS und YOUNG 1970). Da im Gegenteil die Standardabweichungen bis auf den oberen Zentimeter gering waren, wurde ein mittleres Porositätsprofil, das in Abb.9 dargestellt ist, gebildet. Gleichfalls wiesen die Porositäten bis auf den grenzflächennahen Bereich nur geringe Veränderungen mit der Sedimenttiefe auf.

25 m Tiefenstation

Ein anderes Bild ergab sich an dieser Sandschlick Station. Die Porositätskurve aus dem Jahr 1980 (ERLENKEUSER, pers. Mit.) zeigte einen gänzlich anderen Verlauf als die 1982 aufgenommenen Kurven (Abb.10): 1980 eine Abnahme mit der Sedimenttiefe, 1982 hingegen nach anfänglicher Abnahme wieder eine Zunahme der Porosität im Bereich von 2,5 bis 5,5 cm Sedimenttiefe. Diese Änderung des Porositätsverlaufes kann auf Umlagerungen hinweisen. Wenn man berücksichtigt, daß die Positionierung des Schiffes mit einem Unsicherheitsfaktor von ± 1 m behaftet ist und entlang des "Hausgartens" horizontale Inhomogenitäten auftreten, ist wahrscheinlich, daß bei den Probenahmen unterschiedliche Sedimente erhalten wurden.

28 m Tiefenstation

An dieser Station mit Schlicksediment lieferten die Untersuchungen aus den Jahren 1980 (ERLENKEUSER, pers. Mit.) und 1983 fast identische Porositätsprofile (Abb.11). In dem betrachteten Tiefenbereich von 10 cm waren die Porositäten nahezu konstant.

17 m Tiefenstation

Im Mittelsand der 17 m Station lag die Porosität erwartungsgemäß niedriger als an den anderen Stationen und nahm mit der Sedimenttiefe ab (Abb.12).

1.2. Diffusionsexperimente

Tracerkonzentration in der Wassersäule

Die während der Versuchsdauer gemessene Abnahme der Tracerkonzentration im Wasser ist für ein typisches Beispiel in Abb.13 dargestellt. Sie zeigte in allen Fällen eine exponentielle Abnahme.

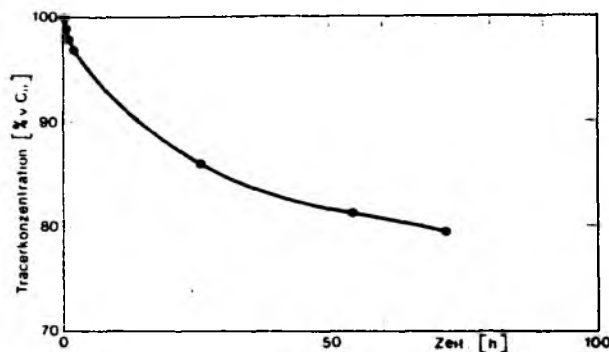


Abb. 13: Diffusionsexperiment

Boknis Eck 20 m Tiefenstation 2.2.1983

Konzentrationsänderung des Tracers im überstehenden Wasser
im Verlauf des Experimentes

20 m Tiefenstation

1982 und 1983 wurden 7 Experimente zur molekularen Diffusion zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt, 5 Experimente mit Bromid und 2 mit HTO als Tracer. In Abb.14 bis 16 sind die gemessenen Tracerkonzentrationen im Porenwasser und die mit den angegebenen Sedimentdiffusionskoeffizienten berechneten Tracerkonzentrationen dargestellt.

Bis auf Abweichungen in der Grenzflächenkonzentration, die unter D.I.

ausführlicher diskutiert werden und vermutlich mit Schwierigkeiten bei der genauen Probenahme an dieser Stelle zusammen hängen, kann die Tracerverteilung im Sediment mit einem konstanten tiefenunabhängigen Sedimentdiffusionskoeffizienten beschrieben werden. Die berechneten Kurven entsprechen dem Verlauf der Meßwerte über die gesamte Sedimenttiefe relativ gut. In Übereinstimmung damit wies die Porosität bis auf den obersten Zentimeter nur geringe Veränderungen mit der Sedimenttiefe auf. Die relativ geringe Standardabweichung der zu verschiedenen Zeiten ermittelten Sedimentdiffusionskoeffizienten (Tab.4) zeigt, wie auch die Porositätsuntersuchungen vermuten ließen, daß das Sediment im Untersuchungszeitraum keine größeren Veränderungen erfahren hat. Folglich wurde an der 20 m Station der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient während des Untersuchungszeitraums als konstant und tiefenunabhängig betrachtet. In Einklang damit stehen die Diffusionsexperimente, die 1980 von BACHLER (1981) an der 20 m Station durchgeführt wurden. Die Sedimentdiffusionskoeffizienten, die sich mit seinen Ergebnissen berechnen lassen, bewegen sich innerhalb der Standardabweichung der 1982 und 83 erhaltenden Werte.

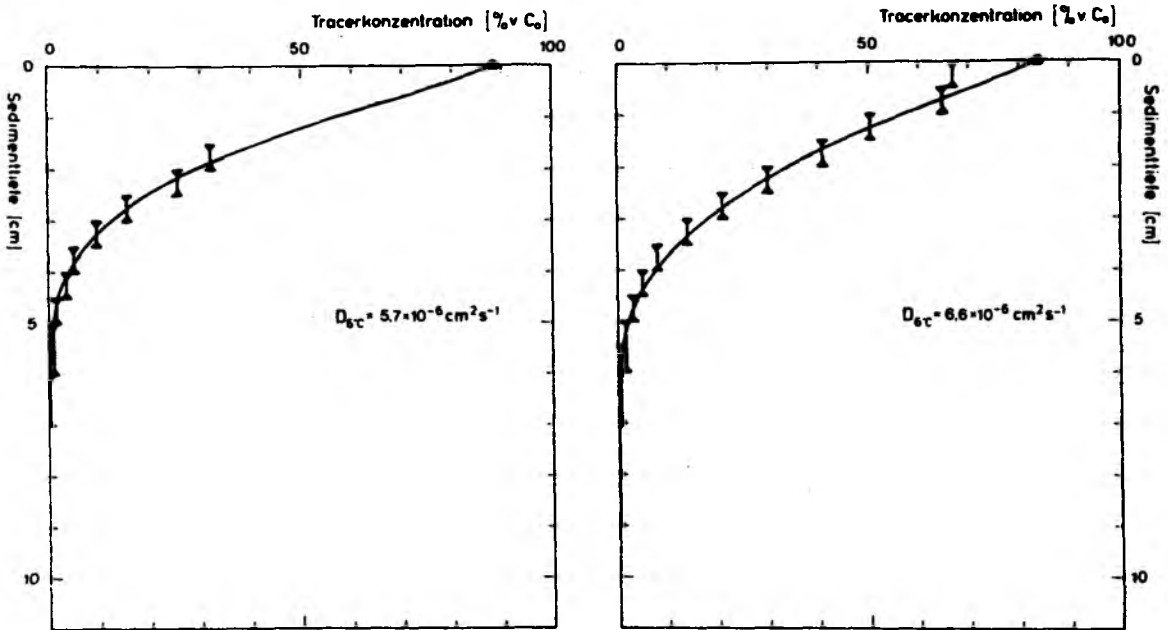
Diffusionsexperimente

mit Bromid

5. 5.1982

Beknis Eck 20 m

24. 5.1982



Diffusionsexperimente

mit Bromid

2. 2.1983

Beknis Eck 20 m

4. 3.1983

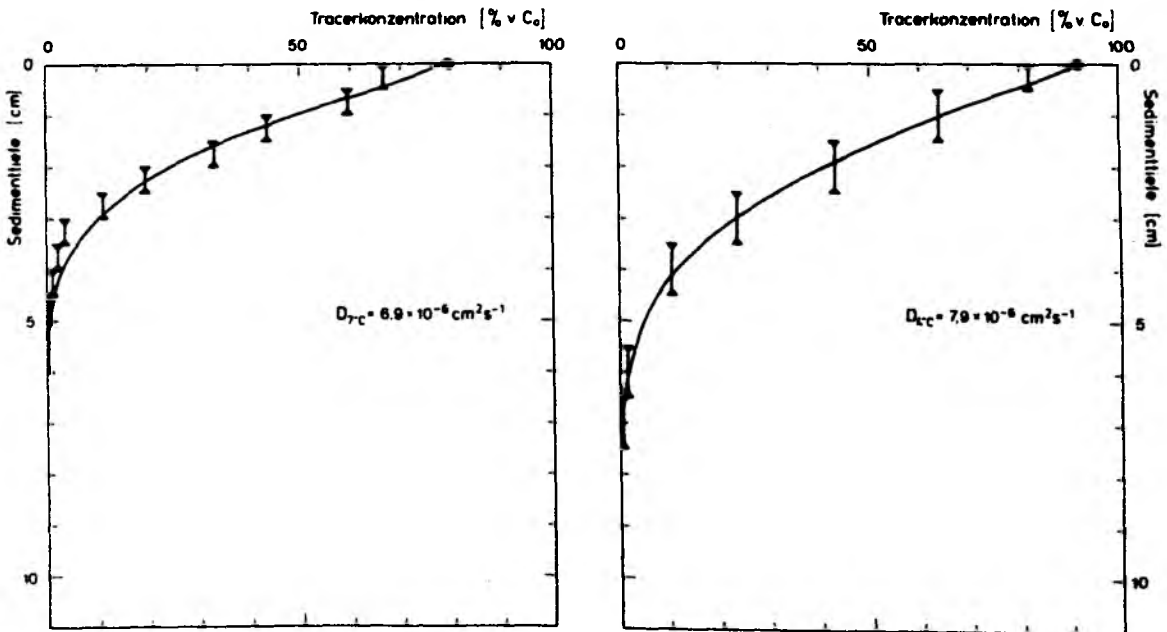


Abb. 14: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser

Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

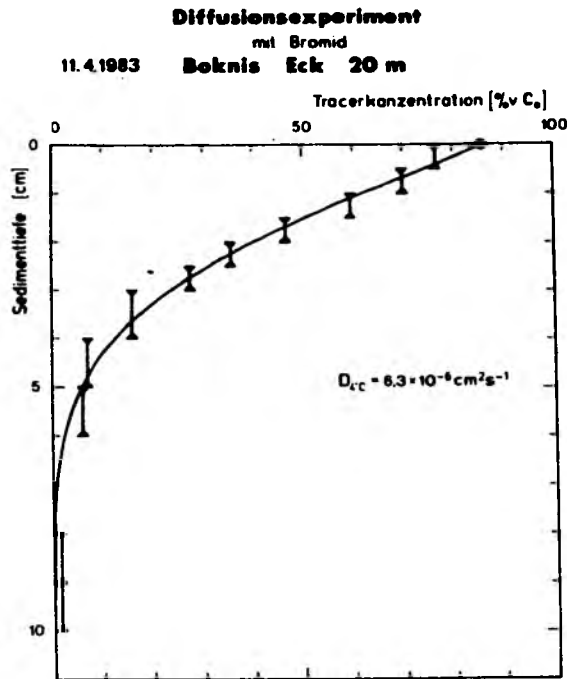


Abb. 15: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser
Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

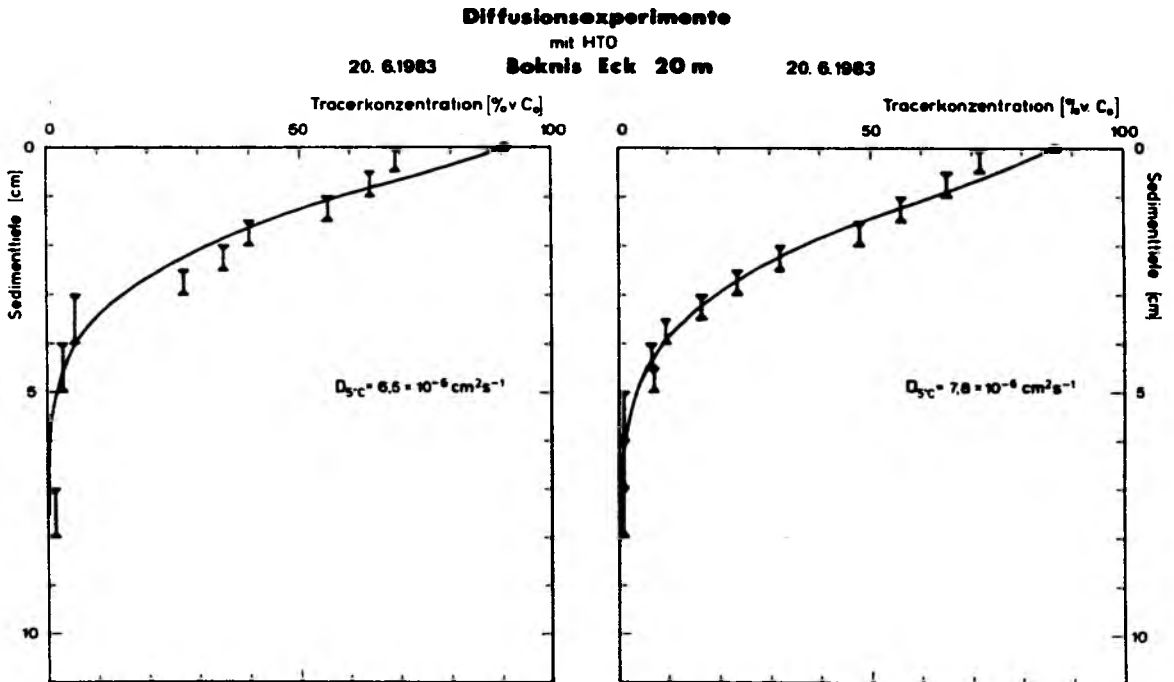


Abb. 16: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechendem Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser
Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

Tabelle 4: Molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten
der Tracer Bromid und HTO
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Tracer	Datum	Versuchstemperatur [°C]	$D_T \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]	$D_{5^\circ C} \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]	$\overline{D_{5^\circ C}} \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]
BROMID	5.5.1982	6	5,7	5,5	6,6 ± 0,9
	24.5.1982	6	6,6	6,4	
	2.2.1983	7	6,9	6,5	
	4.3.1983	4	7,9	8,1	
	11.4.1983	4	6,3	6,5	
HTO	20.6.1983	5	6,5	6,5	7,1
	20.6.1983	5	7,8	7,8	

D_T : Molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient für die Versuchstemperatur

$D_{5^\circ C}$: Molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient normiert auf 5°C

Durch den Einsatz 2 verschiedener Tracer, HTO und Bromid, konnte überprüft werden, ob die Diffusion in beiden Fällen der gleichen Beeinflussung durch das Sediment ausgesetzt war. Dazu wurden die ermittelten Sedimentdiffusionskoeffizienten mit dem Diffusionskoeffizienten in freier Lösung (für Bromid), bzw. dem Selbstdiffusionskoeffizienten (der Diffusion von HTO in H₂O) verglichen (Tab.5).

Tabelle 5: Vergleich der Diffusionskoeffizienten
im Wasser und im Sediment
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

	HTO	Br	HTO/Br
$D_{\text{Sediment}} \text{ [cm}^2\text{s}^{-1}\text{]}$	$7,1 \cdot 10^{-6}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	1,08
$D_{\text{Wasser}} \text{ [cm}^2\text{s}^{-1}\text{]}$	$13,9 \cdot 10^{-6} *$	$12,6 \cdot 10^{-6} **$	1,10
$D_{\text{Sediment}}/D_{\text{Wasser}}$	0,51	0,52	

* : LANDOLT-BÖRNSTEIN (1969)

** : LI und GREGORY (1974)

Die Diffusion im Sediment ist bei beiden Tracern um den Faktor 2 verkleinert. Das Verhältnis der Diffusionskoeffizienten D_s/D ist mit 0,52 und 0,51 für Bromid und HTO nahezu identisch. Im folgenden wird von einem konstanten Verhältnis der Diffusionskoeffizienten ausgegangen und nicht mehr zwischen den Tracern unterschieden. Die erhaltenenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten werden zum besseren Vergleich auf HTO bezogen (mit 1,08 als Umrechnungsfaktor). Dieses Ergebnis zeigt darüber hinaus, daß eine Beeinflussung der Diffusionsgeschwindigkeit durch die gleichzeitige Diffusion anderer Ionen, die für Bromid im Gegensatz zu HTO eine Rolle spielen könnte (B.II.4.), nicht berücksichtigt werden muß.

25 m Tiefenstation

Entsprechend den Porositätsprofilen ergaben auch die molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten in den Jahren 1980, 1982 und 1983 unterschiedliche Ergebnisse. Im Gegensatz zur 20 m Tiefenstation konnte für den Vergleich mit den Bioturbationsexperimenten kein Mittelwert gebildet werden, sondern die jeweiligen Parallelproben wurden als Vergleich herangezogen. Wie schon unter C.I.1.1. diskutiert, handelt es sich vermutlich um ver-

schiedene Sedimente. 1980 konnte eine gute Übereinstimmung zwischen den Meßwerten und einer berechneten Kurve erzielt werden (Abb.17). 1982 und 83 hingegen wies das Porenwasser im grenzflächennahen Bereich erhöhte Tracerkonzentrationen auf (Abb.18). Da nicht eindeutig entschieden werden konnte, ob es sich bei den erhöhten Tracerkonzentrationen um einen tatsächlichen Effekt oder ein Artefakt handelte, wurde sowohl ein Diffusionskoeffizient für die gesamte Sedimenttiefe wie auch für den grenzflächennahen Bereich ermittelt (über dieselbe Sedimenttiefe, für die der "effektive" Sedimentdiffusionskoeffizient der parallelen Bioturbationsexperimente bestimmt wurde) (Tab.6).

Tabelle 6: Molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten
Boknis Eck 25 m Tiefenstation

Datum	Tracer	Versuchs- temperatur [°C]	Gesamtes Sediment		Oberer Sedimentbereich	
			$D_T \cdot 10^6$	$D_{5^\circ C} \cdot 10^6$	$D_T \cdot 10^6$	$D_{5^\circ C} \cdot 10^6$
			[cm ² s ⁻¹]	[cm ² s ⁻¹]	[cm ² s ⁻¹]	[cm ² s ⁻¹]
17.9.1980	HTO	10	9,2	7,8	-	-
7.6.1982	Br	6	9,2	8,9	11,4	11,0
4.3.1983	Br	4	10,8	11,2	12,2	12,6

D_T : Molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient für die Versuchstemperatur
 $D_{5^\circ C}$: Molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient auf 5°C bezogen

Die Diffusionskoeffizienten von 1982/83, die unwahrscheinlich hoch sind - der Wert vom 4.3.1983 ist im oberen Sedimentbereich sogar so groß wie der Diffusionskoeffizient im freien Wasser - und die erhöhten Tracerkonzentrationen im oberen Sedimentbereich lassen vermuten, daß Makrofauna im Sediment überlebt hat oder noch eine Zeitlang aktiv gewesen ist. Aus diesem Grunde wurden die Ergebnisse von 1982/83 für die Ermittlung von D_s/D nicht berücksichtigt.

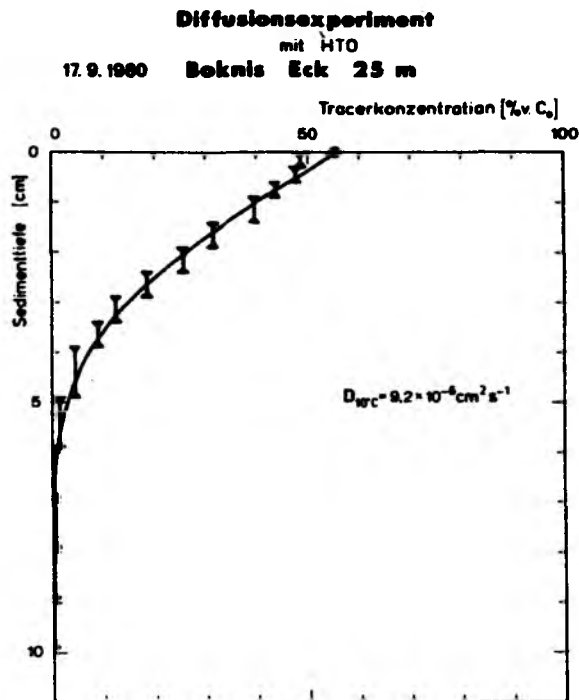


Abb. 17: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser

Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

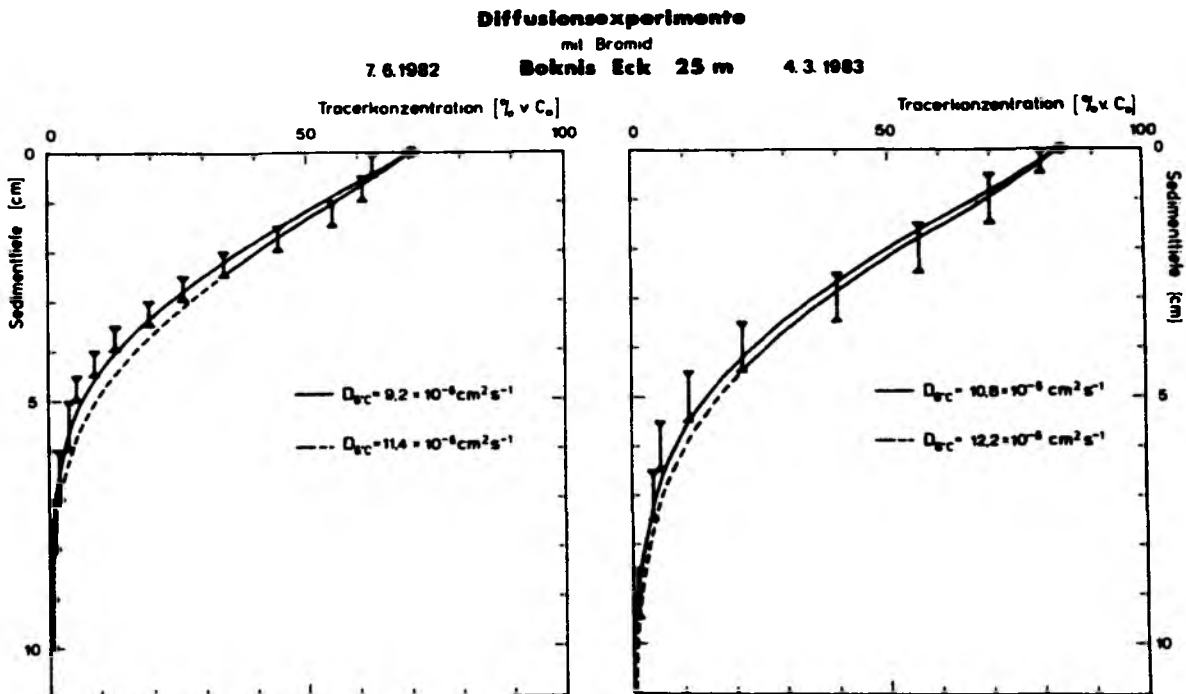


Abb. 18: --- berechneter Konzentrationsverlauf mit einem über alle Tiefen gemittelten molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

-- - berechneter Konzentrationsverlauf für den oberen Sedimentbereich (in diesem Bereich als durchgezogene Linie, darunter gestrichelt)

28 m Tiefenstation

An der Schlickstation wurde der größte molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient der bei Boknis Eck untersuchten Stationen erhalten. Wie in Abb.19 zu sehen, konnte eine gute Übereinstimmung zwischen der berechneten Kurve und den Meßwerten erzielt werden. Unterstützt durch die Ergebnisse der Porositätsmessungen wurde dieser molekulare Diffusionskoeffizient als Vergleich für die Bioturbationsexperimente vom Frühjahr 1983 und für die Experimente des Jahres 1980 herangezogen.

15 m Tiefenstation

In 15 m Wassertiefe wurde im sterilisierten Sediment ein Diffusionskoeffizient mit einem Verhältnis D_s/D von 1,1 gefunden, der größer als der Diffusionskoeffizient im freien Wasser war (Abb.20).

Dieses Ergebnis weist darauf hin, daß hier nicht nur diffusionskontrollierter Tracertransport eine Rolle gespielt hat, sondern noch andere Austauschprozesse stattgefunden haben: Falls z.B. das Bodenwasser salzreicher als das Porenwasser gewesen ist, kann in diesem sandigen Sediment hoher Permeabilität eine Dichteverdrängung eingetreten sein. Solche Effekte wurden ebenfalls von REIMERS und KÖLMEL (1976) berichtet. Zusätzlich besteht in diesem Sediment die Gefahr, daß das Porenwasser ausläuft oder sich bei der Probenahme vermischt.

Da ferner die analytische Genauigkeit aufgrund des geringen Wassergehaltes eingeschränkt war und nicht in allen Sedimenttiefen Proben gewonnen werden konnten, wurden die Sedimente in 15 m Wassertiefe nicht weiter untersucht.

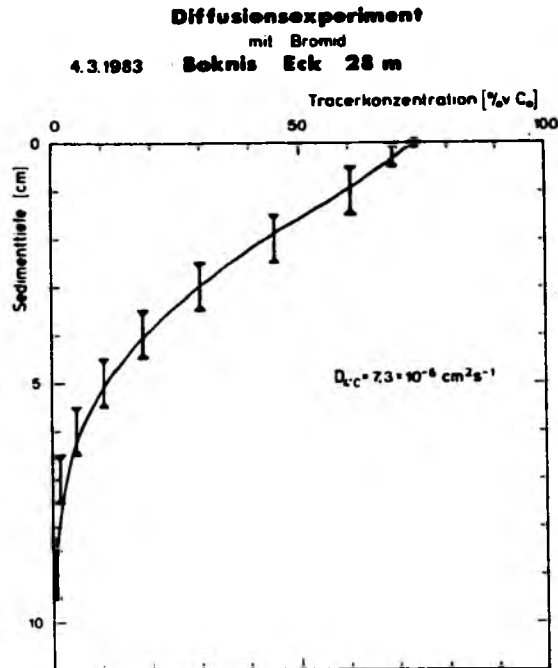


Abb. 19: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser
Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

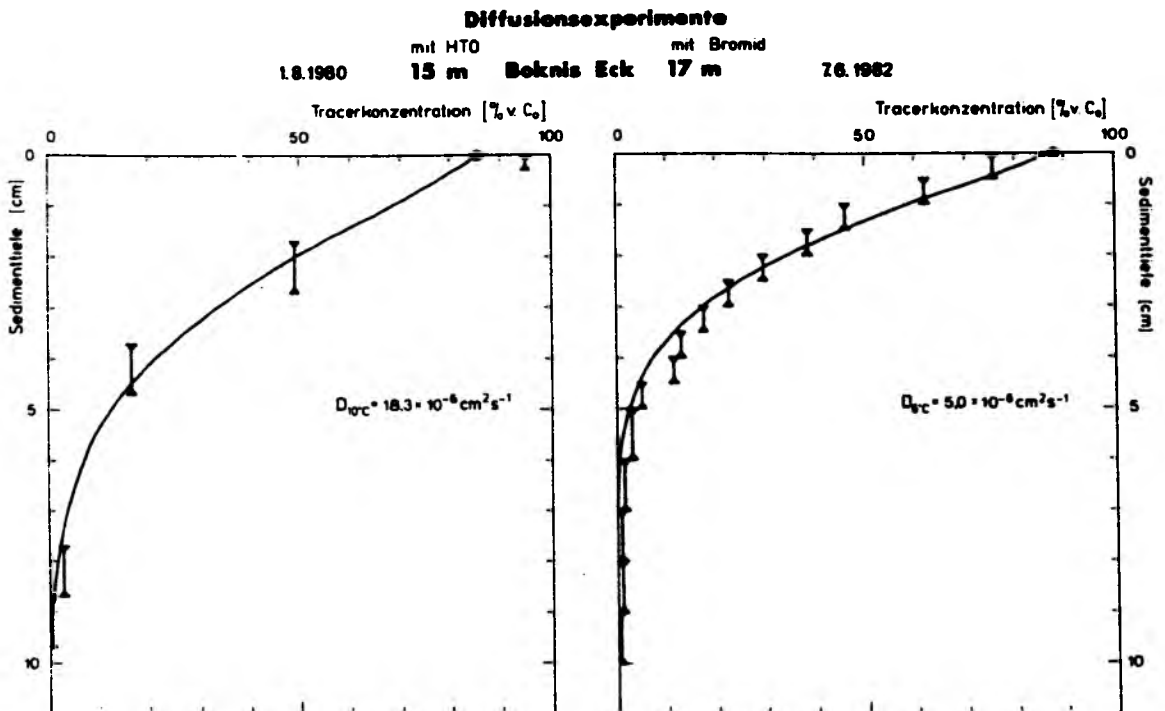


Abb. 20: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall als % von C_0 , der Anfangskonzentration im überstehenden Wasser
Ausgezogene Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten

17 m Tiefenstation

An der 17 m Tiefenstation sind die Meßwerte in den oberen 2,5 cm geringfügig kleiner und in den unteren Sedimenttiefen etwas größer, als die berechneten Konzentrationen (Abb. 20). Das mag damit zusammenhängen, daß das Sediment nach unten hin gröber wurde und mehr Steine und Schalenreste enthielt. So nimmt auch die Porosität mit der Sedimenttiefe ab (s. Abb.12). Aber im Gegensatz zum 15 m Sediment kann der Tracertransport im wesentlichen durch das Diffusionsmodell beschrieben werden. An dieser Station wurde der niedrigste molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient der bei Boknis Eck untersuchten Stationen erhalten.

In Tab.7 sind die Ergebnisse zusammengefaßt. Bis auf die 15 m Station und die 1982/83 Probenahme an der 25 m Station ergab sich eine gute Übereinstimmung mit dem Diffusionsmodell bei Annahme eines tiefenunabhängigen Sedimentdiffusionskoeffizienten. Dies galt nicht nur für das Schlicksediment der 28 m Tiefenstation mit nahezu tiefenunabhängiger Porosität, sondern auch für die Sedimente mit abnehmender Porosität.

Tabelle 7: Diffusionsexperimente bei Boknis Eck

Sediment	Wassertiefe [m]	Übereinstimmung mit Diffusionsmodell	Verlauf der Porosität mit der Sed.tiefe	$D_s \cdot 10^{6*}$ [cm ² s ⁻¹]	D_s/D
Mittelsand	15	- ($D_s > D$!)			
Mittelsand	17	+	Abnahme	5,3	0,39
Schlicksand	20	++	annähernd konst.	$7,3^{*1}$ $7,1^{*2}$	0,52 0,51
Sandschlick	25	1980 ++	Abnahme	7,8	0,56
		1982 -	Max.in 4 cm		
		1983 -	Max.in 5,5 cm		
Schlick	28	++	konstant	8,3	0,60

++ gute Übereinstimmung

+ ausreichende Übereinstimmung

- Abweichungen (s.Text)

* normiert auf 5°C und HTO als Tracer

*¹ Experimente mit Bromid als Tracer

*² Experimente mit HTO als Tracer

2. Antarktischer Kontinentalrand

Da an den Stationen der Meteor-Fahrt jeweils ein Diffusions- und ein Bioturbationsexperiment parallel durchgeführt wurde, sind die Ergebnisse in Abb.48 bis 53 (C.II.2.) nebeneinander dargestellt.

Während die in situ Temperaturen zwischen $+0,56^{\circ}\text{C}$ und $-1,67^{\circ}\text{C}$ lagen (WITTSTOCK, pers. Mitt.), konnten die Experimente aus technischen Gründen nur bei Temperaturen von 1°C durchgeführt werden. Die Stationen 167, 213 und 229 (siltiger Ton) ergaben molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten von 8,7, 9,6 und $11,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von 9,9 und einer Variationsbreite von $\pm 1,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$. Die Station 290, ebenfalls siltiger Ton, zeigte keine sehr gute Übereinstimmung von Meßwerten und berechneter Kurve. Für dieses Tracerexperiment bei Fahrtende standen nur noch ca. 20 Stunden zur Verfügung und der Anteil des Tracers, der in das Sediment diffundierte, ist kleiner als bei den anderen Versuchen. Damit verringerte sich auch die Genauigkeit der Methode. Die beste Anpassung wurde bei einem molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten von $8,3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ erzielt.

Verglichen damit war an Station 240, obwohl es sich um sandiges Sediment handelte, die Entsprechung von Diffusionsmodell und gemessenen Konzentrationen relativ gut. Wie auch bei Boknis Eck gefunden wurde, ergab sich im Sandsediment ein molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient, der mit $6,7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ kleiner als in den anderen Sedimenten war.

Demgegenüber muß das Ergebnis von Station 251 kritischer betrachtet werden. Die Übereinstimmung gemessener und berechneter Konzentrationen ist nicht sehr gut, und anders als bei Boknis Eck wurde in diesem Schlicksediment mit $6,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ der niedrigste molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient erzielt.

Die Ergebnisse der Meteor Stationen sind in Tab.8 zusammengestellt.

Tabelle 8: Diffusionsexperimente in antarktischen Sedimenten

Station	Sediment	Wassertiefe [m]	Übereinstimmung mit Diffusionsmodell	$D_1 \cdot C \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]	$D_5 \cdot C \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]
167	siltiger Ton	1042	++	8,3	9,6
213	siltiger Ton	2910	+	7,5	8,7
229	siltiger Ton	2785	++	10,0	11,5
290	siltiger Ton	957	+	7,2	8,3
240	Sand mit Steinen	638	++	5,8	6,7
251	Schlick	217	-	5,6	6,4

++ gute Übereinstimmung zwischen Meßwerten und Diffusionsmodell

+ ausreichende Übereinstimmung

- Abweichungen

Die Entsprechung von Modell und Meßwerten ist insgesamt etwas schlechter als bei den Sedimenten von Boknis Eck. Das hängt zum einen mit der geringeren Versuchsdauer und zum anderen mit den größeren Probenahmeintervallen im Sediment zusammen. Ferner sind Störungen durch die Schiffsbewegung auch mit der cardanischen Aufhängung nicht auszuschließen.

II. "EFFEKTIVE" SEDIMENTDIFFUSIONSKOEFFIZIENTEN UND BIOTURBATION

Nach der unter C.I. erfolgten Darstellung der molekularen Diffusionsvorgänge im Sediment ohne Beeinflussung durch Bodenfauna folgen in diesem Abschnitt die Ergebnisse der Bioturbationsexperimente im natürlichen Sediment. Die Abbildungen geben die Tracerverteilungen im Porenwasser und die mit dem angegebenen "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten berechneten Kurven wieder. Der Einfluß der Organismen wird als relative Vergrößerung der molekularen Diffusion um den Bioturbationskoeffizienten K_{Bio} dargestellt ($K_{Bio} = D_{eff}/D_s$).

1. Boknis Eck

Die Arbeiten in Boknis Eck umfassen die Jahre 1980, 1982 und 83. Die Ergebnisse werden in chronologischer Reihenfolge dargestellt, um saisonale Einflüsse und Veränderungen über die Jahre deutlich zu machen. Für jedes Jahr findet sich eine tabellarische Zusammenfassung der Bioturbationskoeffizienten am Ende des jeweiligen Abschnitts (Tab.10-12). In D.II. werden die Ergebnisse aus den 3 Jahren, soweit es die Daten zulassen, im Hinblick auf einen typischen Jahresgang an der 20, 25 und 28 m Station diskutiert. Der Schwerpunkt wurde dabei nicht auf die Betrachtung einzelner Organismen gelegt, sondern auf den Beitrag des Benthos insgesamt und auf Veränderungen bei der Faunazusammensetzung und Besiedlungsdichte im Laufe des Jahres sowie in Abhängigkeit von den ökologischen Gegebenheiten. In diesem Zusammenhang sind die Ergebnisse der Makrofaunabestimmung zu sehen, die in den Abbildungen (ab 1982) parallel zu den Porenwasserkonzentrationen aufgeführt werden. Die Lebensweise der wichtigsten Vertreter der Makrofauna ist im Anhang unter F.I. beschrieben. Aussagen über die Bedeutung einzelner Individuen für den Porenwasserfluß, die nur in eingeschränktem Maße möglich sind, werden unter D.II.3. diskutiert.

Ökologische Rahmenbedingungen der Bioturbationsexperimente

1980 wurde parallel zu Untersuchungen der Plankton- und Benthosgruppe des SFB 95 der Einfluß der Sedimentation der Frühjahrsblüte (Abb.21 bis 25) und der Sommerstagnation (Abb.26 bis 31) auf die Bioturbationsaktivität der Bodenorganismen ermittelt.

Im Sommer 1981 kam es in der Kieler Bucht unterhalb 20 m Wassertiefe zu vollständigem Sauerstoffverlust mit H_2S -Bildung (EHRHARDT und WENCK 1984). Dies führte zu einer fast vollständigen Vernichtung des Benthos in den betroffenen Gebieten und in der Folge zu einer Reduzierung der Artenvielfalt (WEIGELT 1985). Erst nach heftigen Stürmen Ende November erfolgte in der Eckernförder Bucht ein vollständiger Austausch des Bodenwassers (WITTSTOCK 1982) mit Wiederherstellung oxischer Verhältnisse im Sediment. Das im Februar 1982 durchgeführte Bioturbationsexperiment (Abb.32) zeigte unerwartete Folgewirkungen für die Makrofauna und ihre Aktivität, insbesondere im Vergleich mit Winterexperimenten, die ein Jahr später durchgeführt wurden (Abb.42 bis 45).

Ausgehend von ungewöhnlichen Unterschieden in der Artenzusammensetzung und Bioturbationsaktivität, die bei 3 Probenahmen von Mai bis Juni 1982 vorgefunden wurden (Abb.33 bis 35), soll die Möglichkeit von fleckenhafter Makrofaunaverteilung oder raschem Wechsel in der Faunazusammensetzung diskutiert werden. Im Juni 1982 wurden weitere Experimente mit Sedimenten aus verschiedenen Wassertiefen durchgeführt (Abb.36 und 37).

Unerwarteterweise wurde zur Zeit der Sommerstagnation 1982 im Gegensatz zum Jahr 1980 Makrofaunaaktivität angetroffen. Ferner war dieses Bioturbationsexperiment dadurch interessant, daß sich die Tracerverteilung im Porenwasser nicht mit dem Diffusionsmodell beschreiben ließ (Abb.38).

1982 konnte an der 20 und 25 m Station die Reaktion des Benthos auf die Sedimentation einer Herbstblüte verfolgt werden (Abb.39 bis 41).

Da im Gefolge der Frühjahrsblüte 1980 die höchste Bioturbationsaktivität des Untersuchungszeitraums aufgetreten war, sollte 1983 noch einmal ein Frühjahrsexperiment durchgeführt werden (Abb.46).

Mit einem Experiment im Sommer 1983 wurden die Bioturbationsuntersuchungen abgeschlossen (Abb.47).

1.1. Bioturbationsexperimente 1980

Frühjahrsexperiment 1980

Nach Sedimentation der Frühlingsblüte vom 25.3.-19.4.1980 (PEINERT et al. 1982) wurden Bioturbationsexperimente mit Sedimenten aus 20, 25 und 28 m Wassertiefe durchgeführt. Eine deutliche Reaktion auf die Zufuhr frischer organischer Substanz zeigte die Fauna an der 20 m Station mit einer 22,7-fachen Vergrößerung des molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten. Zum gleichen Zeitpunkt fanden GRAF et al. (1982) eine Verdreifachung der Wärmeproduktion im Sediment und eine Vervierfachung der ATP-Biomasse bezogen auf den Winterwert.

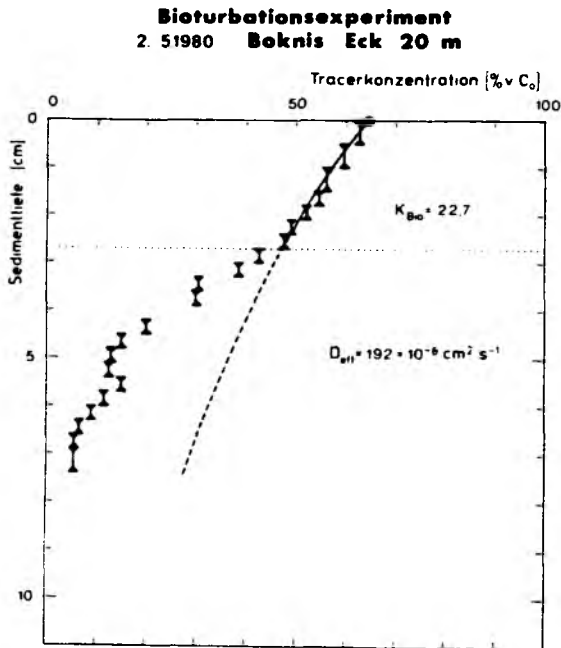


Tabelle 9: Makrofauna 12.2.-8.5.1980
Boknis Eck 21 m

	Ind.-zahl m ⁻²
<i>Pectinaria koreni</i>	201 - 475
<i>Nephtys ciliata</i>	63 - 122
<i>Diastylis rathkei</i>	33 - 79
<i>Macoma baltica</i>	13 - 23
<i>Dendrodoa grossularia</i>	1 - 28
<i>Cyprina islandica</i>	3 - 13
<i>Harmothoe spec.</i>	0 - 21
<i>Mya arenaria</i>	1 - 15

nach GRAF et al. (1982)

Abb. 21: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Vertikalbalken: Meßwerte im entsprechenden Tiefenintervall
 Kurve: berechneter Konzentrationsverlauf mit dem in der Abb. angegebenen "effektiven" Sedimentdiffusionskoeffizienten
 Die gepunktete Linie grenzt den Sedimentbereich ab, für den der D_{eff} ermittelt wurde. In diesem Bereich ist die Kurve durchgezogen, darunter gestrichelt.

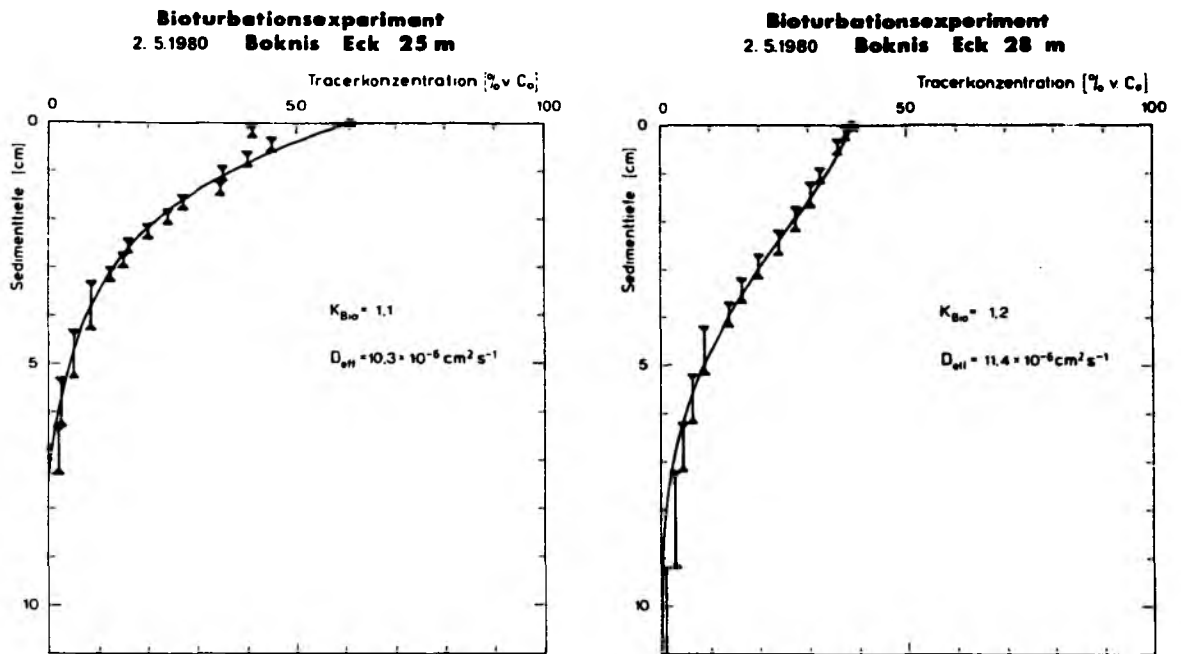


Abb. 22 und 23: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
kein Einfluß von Bioturbation

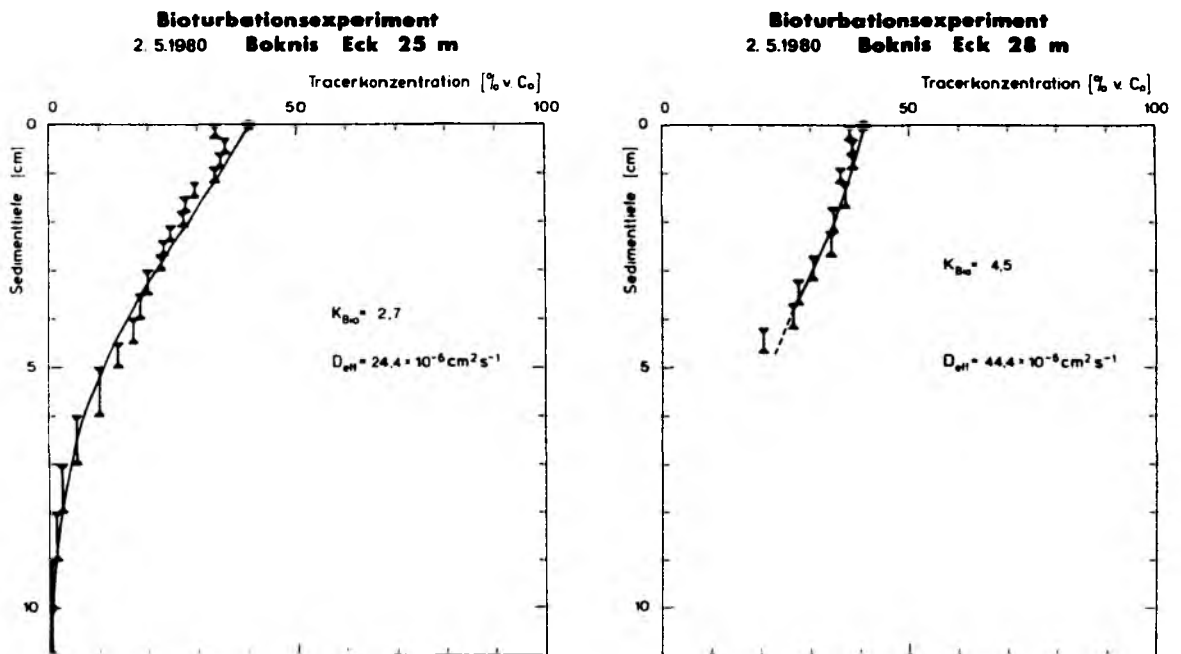


Abb. 24 und 25: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

An den anderen Stationen konnten keine vergleichbaren Reaktionen auf die Sedimentation der Fröhjahrsblüte festgestellt werden. Während je ein Experiment aus 25 und 28 m Wassertiefe keine Bioturbation aufwiesen (Abb.22 und 23), wurden in Parallelversuchen Bioturbationskoeffizienten von 2,7 und 4,5 gefunden (Abb. 24 und 25). Das deutet darauf hin, daß einzelne bioturbationsaktive Organismen im Sediment angetroffen werden können, die Schlicksedimente jedoch insgesamt einen geringen Einfluß von Bioturbation aufweisen. Wie die Makrofaunauntersuchungen von KÖLMEL (1977) und eigene Faunabestimmungen an der 25 und 28 m Station zeigen, handelt es sich hierbei wahrscheinlich um den Priapuliden Halicryptus spinulosus (s. D.II.).

Diese Experimente konnten aus organisatorischen Gründen nicht bei der in situ Temperatur von 5°C, sondern nur bei 10°C durchgeführt werden. In der Regel steigen mit der Temperatur die Stoffwechselaktivität und das Wachstum der Tiere. Darüber hinaus können Temperaturänderungen stimulierend wirken (LAUDIEN 1971) und damit zu einer Erhöhung des bioturbaten Transportes führen. Auf der anderen Seite ist in Ökosystemen mit unterschiedlichen Wechselbeziehungen die Wirkung der Temperatur nicht vergleichbar mit der Temperaturabhängigkeit einzelner Parameter (RHEINHEIMER 1975). Die Zunahme der Stoffwechselaktivität am Boden, die im Gefolge der Sedimentation der Fröhjahrsblüte von SCHULZ (1983) gefunden wurde, war nach Aussage der Autorin wenig temperaturbestimmt. Die Aktivitätssteigerung fand bei nur geringfügig erhöhten Temperaturen im Vergleich zur Wintersituation statt und war im wesentlichen nahrungslimitiert.

Sommerexperiment 1980

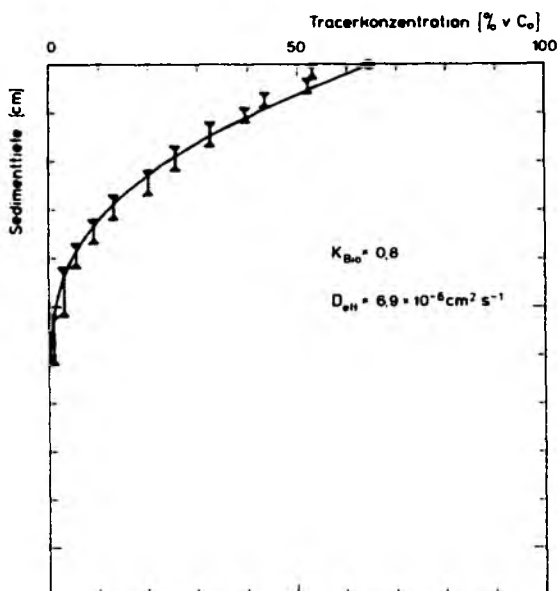
Während im Fröhjahr mit 73 % Sättigung ausreichende Sauerstoffversorgung bis in 25 m Wassertiefe herrschte, kam es im Sommer zu einer Sauerstoffmangelsituation: 31 % in 20 m, 19% in 26 m Wassertiefe (HEUSER, pers. Mitt.). Bei der Probenahme in 20 m Tiefe wurden auf der Sedimentoberfläche tote Makrofaunaindividuen gefunden.

Dementsprechend wiesen zwei parallele Experimente an der 20 m Station nur diffusiven Transport aus, bzw. keine eindeutigen Anzeichen für Bioturbation (Abb.26 und 27). Anders war die Situation in den Schlicksedimenten.

Ähnlich wie im Frühjahr wurde in je einem Experiment der 25 und 28 m Station nur molekulare Diffusion vorgefunden (Abb.28 und 29), während in einem weiteren Experiment der 28 m Station eine 15-fache Vergrößerung des Diffusionsflusses auftrat (Abb.30). Dies ist offenbar auf die Tätigkeit von 2 Halicryptus spinulosus zurückzuführen, die bei Versuchsende in 12 - 16 cm Sedimenttiefe gefunden wurden.

Die Tracerkonzentrationen an der 15 m Station streuten stärker als bei den anderen Experimenten (Abb.31). Das ist vermutlich nicht auf die Tätigkeit von Organismen zurückzuführen, sondern auf Ungenauigkeiten in der Analytik, bedingt durch die geringeren Porenwassermengen oder auf Vermischungen im Porenwasser, wie schon unter C.I. für das Diffusionsexperiment beschrieben. Unter der Annahme, daß die nicht biologisch bedingten Austauschprozesse in beiden Experimenten von gleicher Größe sind, wird der Bioturbationsfaktor $K_{Bio} = 3,0$. Dieses Ergebnis ist nicht unwahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß die Sauerstoffsättigung mit 41 % in 15 m Wassertiefe höher als in 20 m war und in diesem Sediment hohe Individuendichten auftreten können (BREY 1984).

Bioturbationsexperiment
31. 7.1980 Boknis Eck 20 m



Bioturbationsexperiment
31. 7.1980 Boknis Eck 20 m

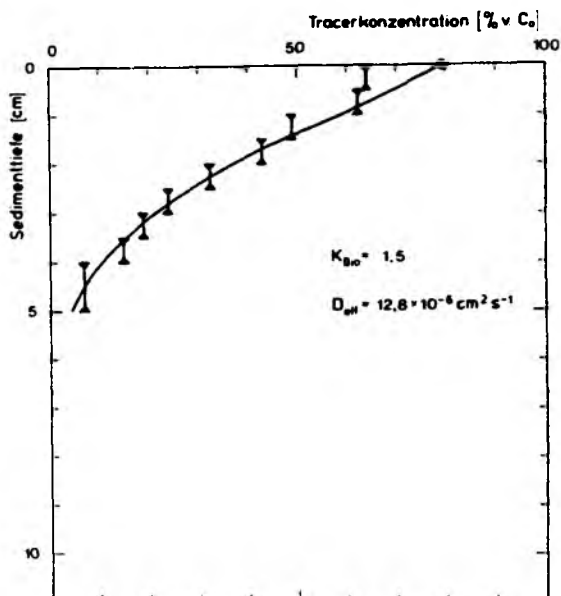
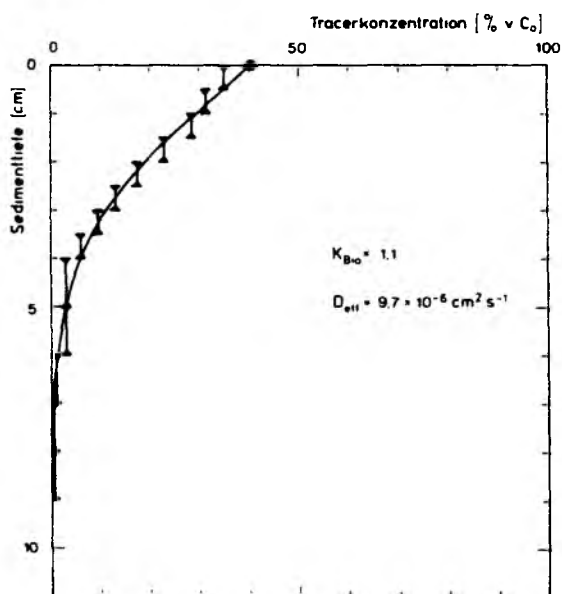


Abb. 26 und 27: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

keine, bzw. keine eindeutigen Anzeichen für Bioturbation

Bioturbationsexperiment
31. 7.1980 Boknis Eck 25 m



Bioturbationsexperiment
31. 7.1980 Boknis Eck 28 m

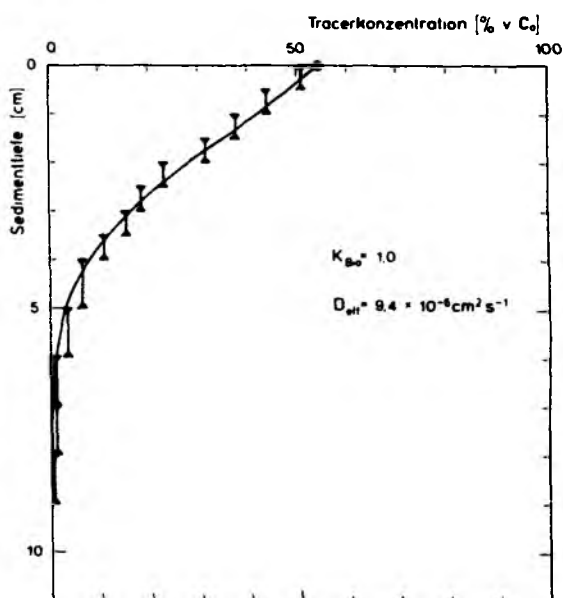


Abb. 28 und 29: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

kein Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
31. 7. 1980 Boknis Eck 28 m

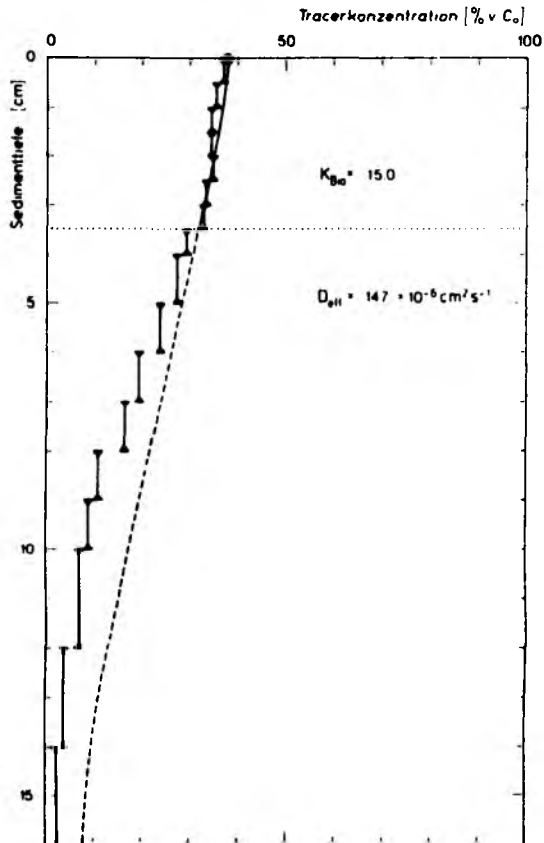


Abb. 30: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
 mit Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
1. 8. 1980 Boknis Eck 15 m

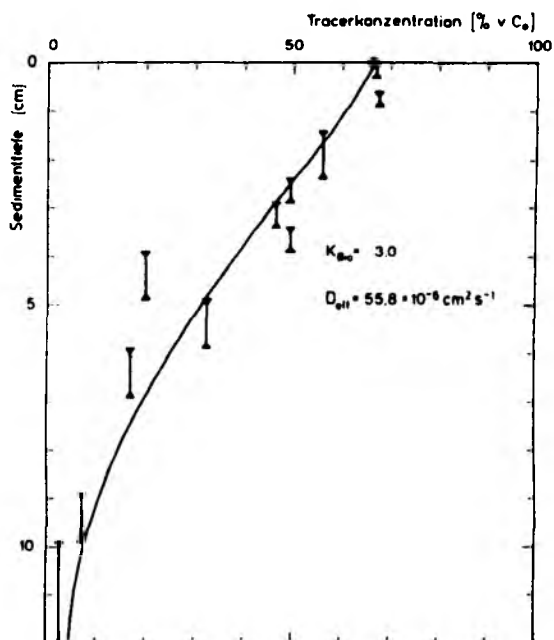


Abb. 31: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
 (s. Text)

Tabelle 10: Bioturbationskoeffizienten
Boknis Eck 1980

Sediment	Wassertiefe [m]	F r ü h j a h r 2.5.1980		S o m m e r 31.7./1.8.1980	
		K _{Bio}	O ₂ -Sätt.	K _{Bio}	O ₂ -Sätt.
Mittelsand	15			3,0*	41 %
Schlicksand	20	22,7	83 %	0,8 1,5	31 %
Sandschlick	25	1,1 2,7		1,1	19 % (26 m)
Schlick	28	1,2 4,5		1,0 15,0	

*: evtl. Porenwasservermischung im Sandsediment

1.2. Bioturbationsexperimente 1982

Winterexperiment 1982

Nach der ausgedehnten Sauerstoffmangelperiode vom Sommer 1981 wies die 20 m Station im Februar noch eine reduzierte Artenvielfalt mit O₂-Mangel resistenten Mollusken (Cyprina islandica und Astarte spec.), dem H₂S-Schlick Bewohner Halicryptus spinulosus und der zu schneller Regeneration befähigten Muschel Syndosmya alba auf (RUMDHR 1980). Die Sedimentoberfläche war mit einem Polydora-Rasen bedeckt.

Wie auch im Dezember 1981 gefunden, fielen in größerer Sedimenttiefe Steine mit Makrophytenbewuchs auf. In 6 - 8 cm Tiefe wurde planktonisches Material aufgefunden, das auf einen erheblichen Eintrag von frischem Material hinwies. So fanden auch GRAF et al. (1983) hohe Konzentrationen von Chlorophyll a im Sediment, wie sie normalerweise nur nach dem Eintrag einer Blüte gemessen werden. Dabei kann es sich um losgegerissene Großalgen oder auch um nicht abgebautes Material der Herbstblüte handeln, das durch sturmbedingte Sedimentumlagerungen oder durch Organismen in das Sediment eingearbeitet wurde und bei der sich verbessernden Sauerstoffsituation zu der erheblichen Aktivitätssteigerung mit einem K_{bio} von 11,4 geführt hat (Abb.32). Diese Situation spiegelte sich auch in einem leichten Anstieg der Wärmeproduktion, verbunden mit einer Zunahme an Protein und Kohlehydraten im Sediment wider (GRAF et al. 1983).

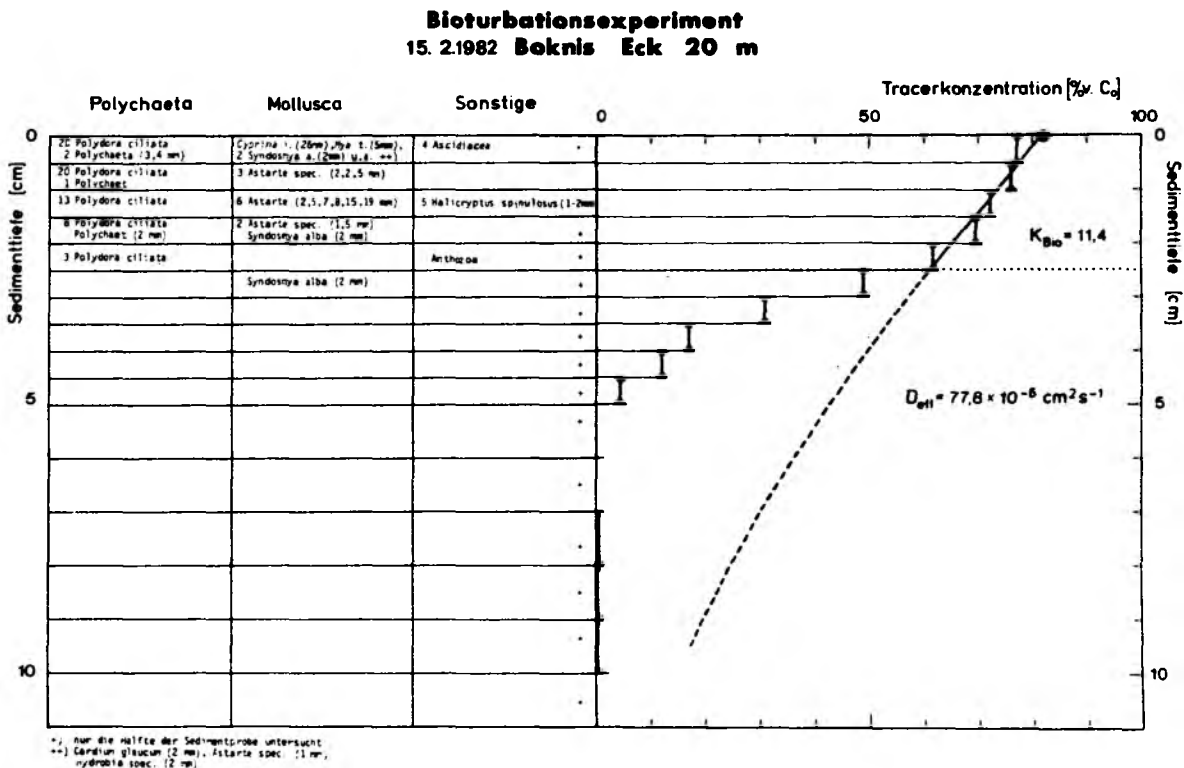


Abb. 32: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Sommer 1982

Die von Mai bis Juni bei 3 Terminen an der 20 m Station vorgefundenen Sedimente unterschieden sich in ihrer Makrofaunabesiedlung erheblich. Anfang Mai war die Sedimentoberfläche mit einem dichten Polydora-Rasen bedeckt und wies neben einigen Polychaeten im wesentlichen nur kleine Mollusken auf. Ende Mai traten eine größere Vielfalt an Polychaeten auf, darunter zwei Pectinaria koreni und zwei Nephtys spec., größere Mollusken und drei Halicryptus spinulosus. Demgegenüber war das Sediment Anfang Juni äußerst arm an Fauna und enthielt nur 4 Polydora ciliata und 3 relativ große Astarte montagui.

Die unterschiedliche Besiedlung spiegelte sich auch im Ergebnis der Tracerexperimente wider. Anfang Mai wies das Konzentrationsprofil keine besondere durchmischte Zone aus und ergab nur einen K_{Bio} von 1,6 (Abb.33). Im Gegensatz dazu trat im Bioturbationsexperiment Ende Mai erhöhter Tracertransport in die obersten Sedimentschichten mit einem K_{Bio} von 4,8 auf (Abb.34), wohingegen Anfang Juni der K_{Bio} wieder auf 2,1 zurück gegangen war (Abb.35).

Diese Unterschiede scheinen nicht auf fleckenhafter Faunaverteilung zu beruhen, da in parallelen Untersuchungen dieselben Änderungen bei enzymatischen und bakteriellen Aktivitäten gefunden wurden (MEYER-REIL 1983), sondern vielmehr scheinen diese Unterschiede einen schnellen Aufbau und Zusammenbruch von Opportunistenpopulationen zu repräsentieren.

Bioturbationsexperiment
5.5.1982 Boknis Eck 20 m

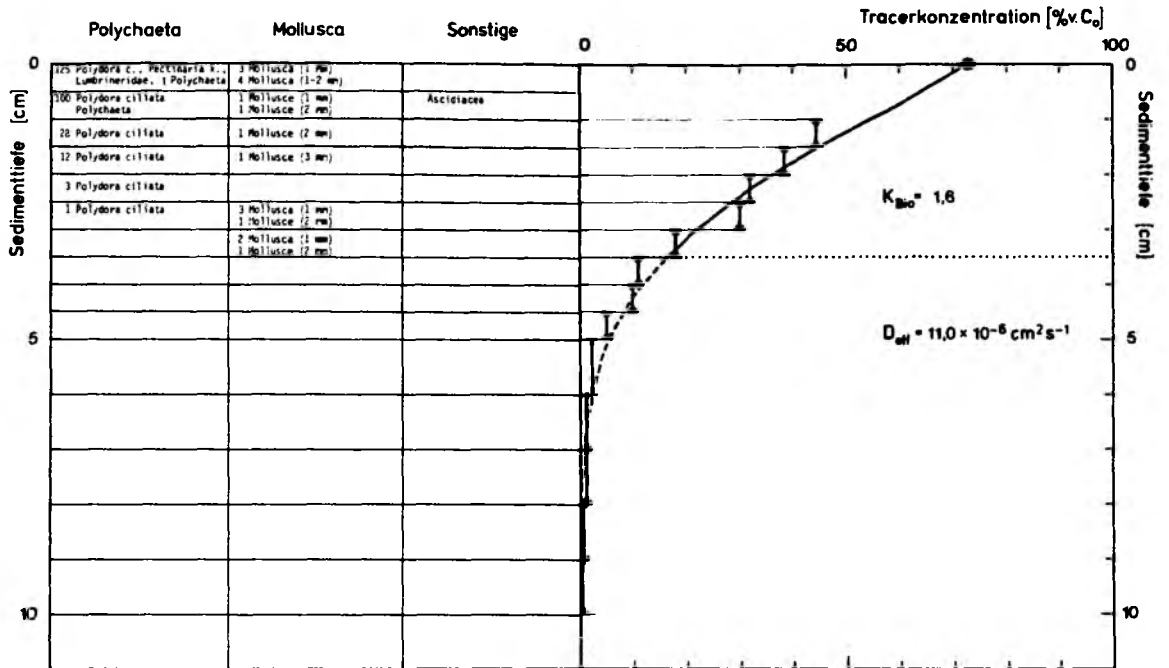


Abb. 33: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
(s. Text)

Bioturbationsexperiment
24.5.1982 Boknis Eck 20 m

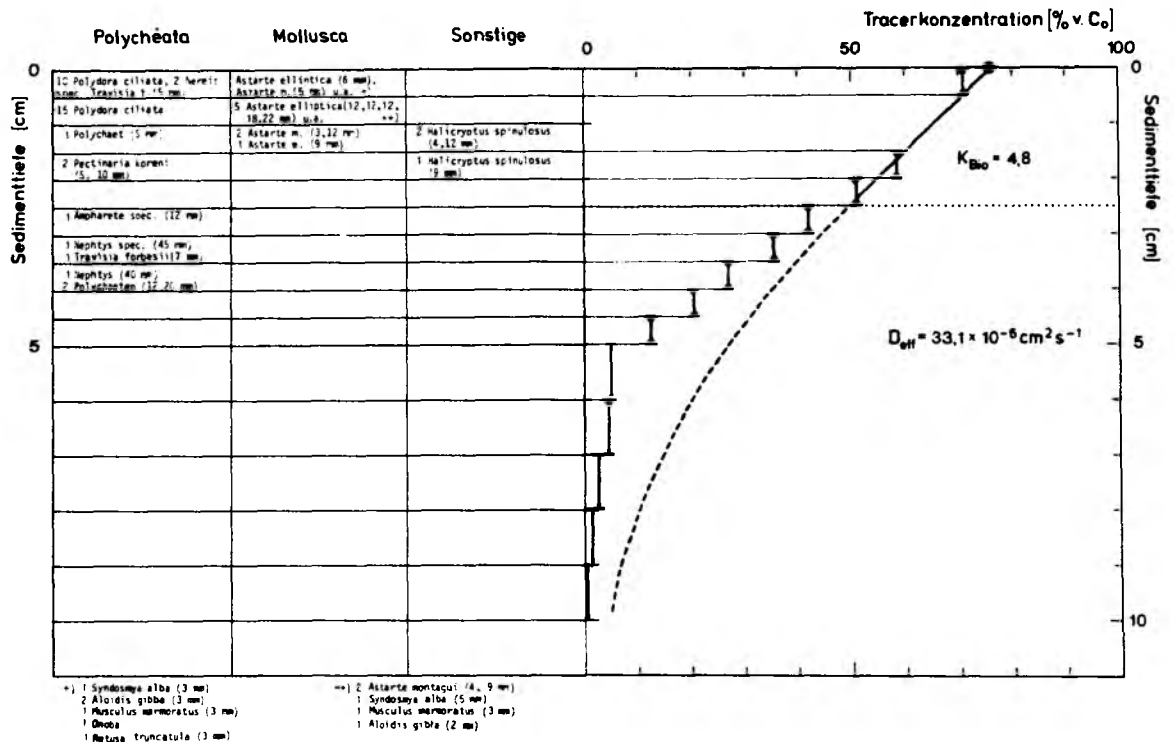


Abb. 34: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
7.6.1982 Boknis Eck 20 m

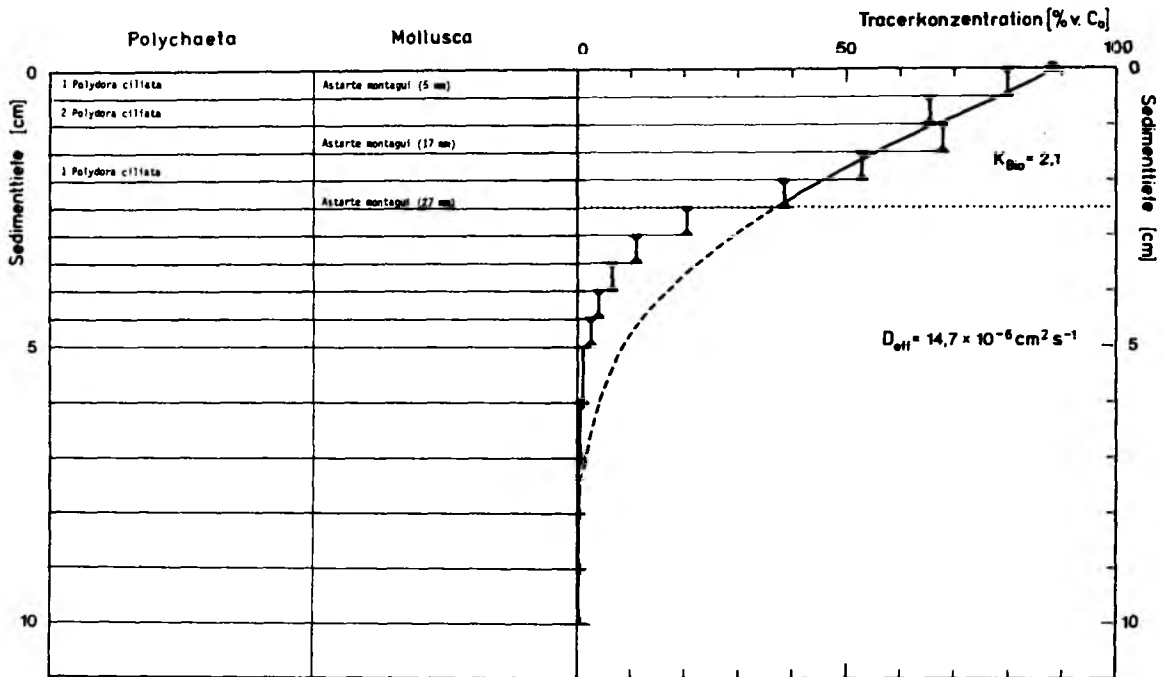


Abb. 35: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Anfang Juni wurden zusätzlich zur 20 m Station die 25 m und 17 m Tiefenstationen untersucht. An der 25 m Station mit einigen Polychaeten und 7 *Diastylis rathkei* wurde ebenfalls eine Vergrößerung des diffusiven Transportes erhalten (Abb.36). Der Vergleich mit dem parallel durchgeführten Diffusionsexperiment ergibt einen K_{Bio} von 2,1 oder 2,6, je nachdem, ob der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient für die oberen 2,5 cm oder die gesamte Sedimenttiefe zugrunde gelegt wird (s. C.I.1.).

Bioturbationsexperiment
7. 6.1982 Boknis Eck 25 m

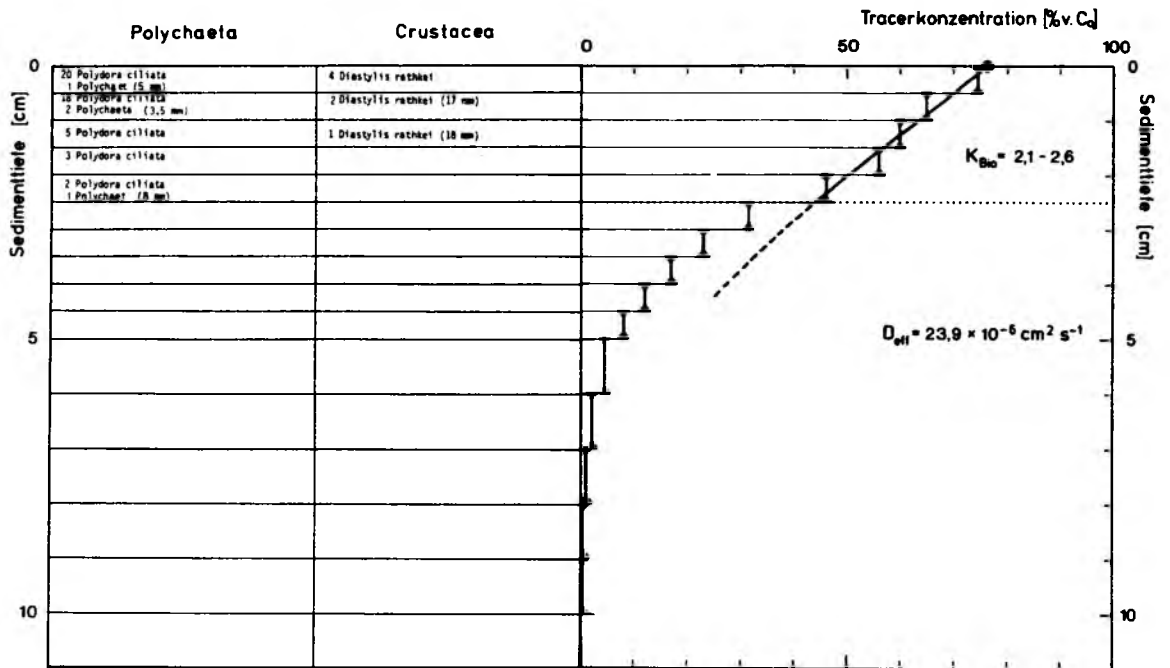


Abb. 36: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
7. 6.1982 Boknis Eck 17 m

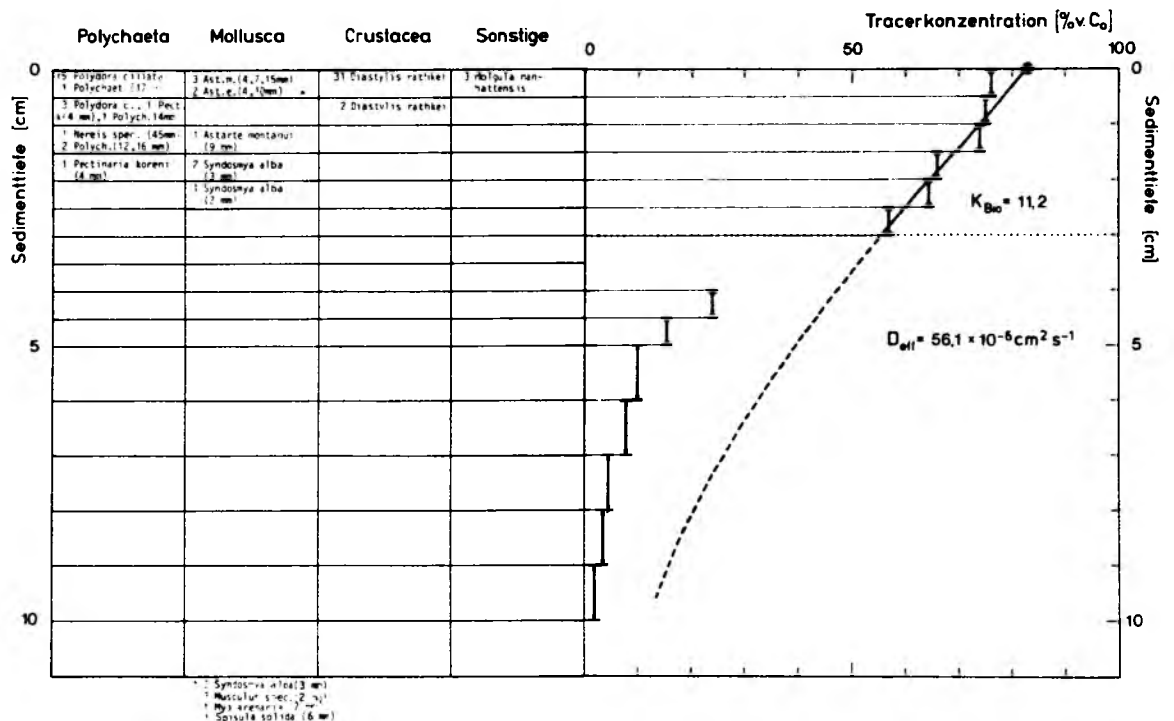


Abb. 37: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Herbstexperiment 1982

Ende Oktober, zum Zeitpunkt der Probenahme, war noch eine Temperatur- und Salzgehaltssprungschicht ausgebildet mit einer Sauerstoffsättigung von 63 % in 20 m Tiefe und von 42 % in 25 m Tiefe. Nach SCHNEIDER (pers. Mitt.) weisen erhöhte Chlorophyllgehalte in der Eckernförder Bucht Anfang Oktober auf die beginnende Herbstblüte hin, die vermutlich Ende Oktober sedimentiert ist. Im Anschluß daran wurde an der 20 m Station eine hohe Besiedlungsdichte vorgefunden, die im wesentlichen aus Mollusken, darunter 8 Astarten und 27 Syndosmya alba bestand (Abb.39).

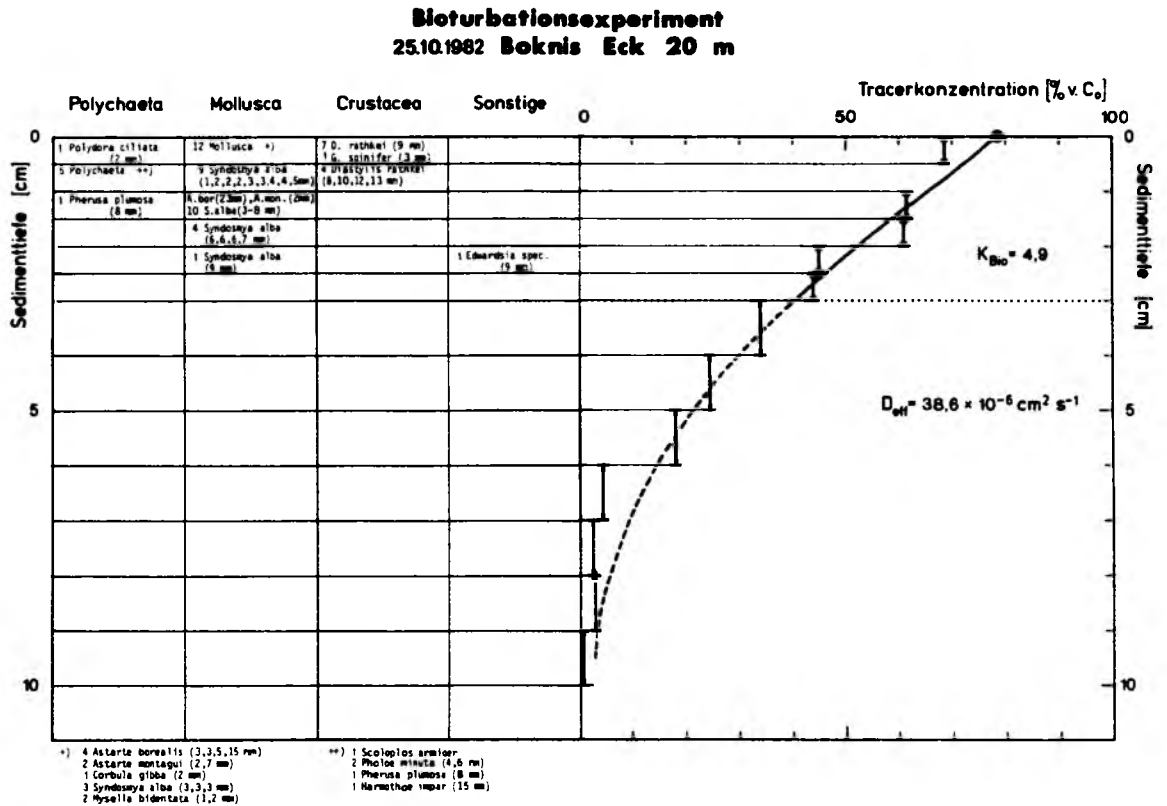


Abb. 39: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
25.10.1982 Boknis Eck 25 m

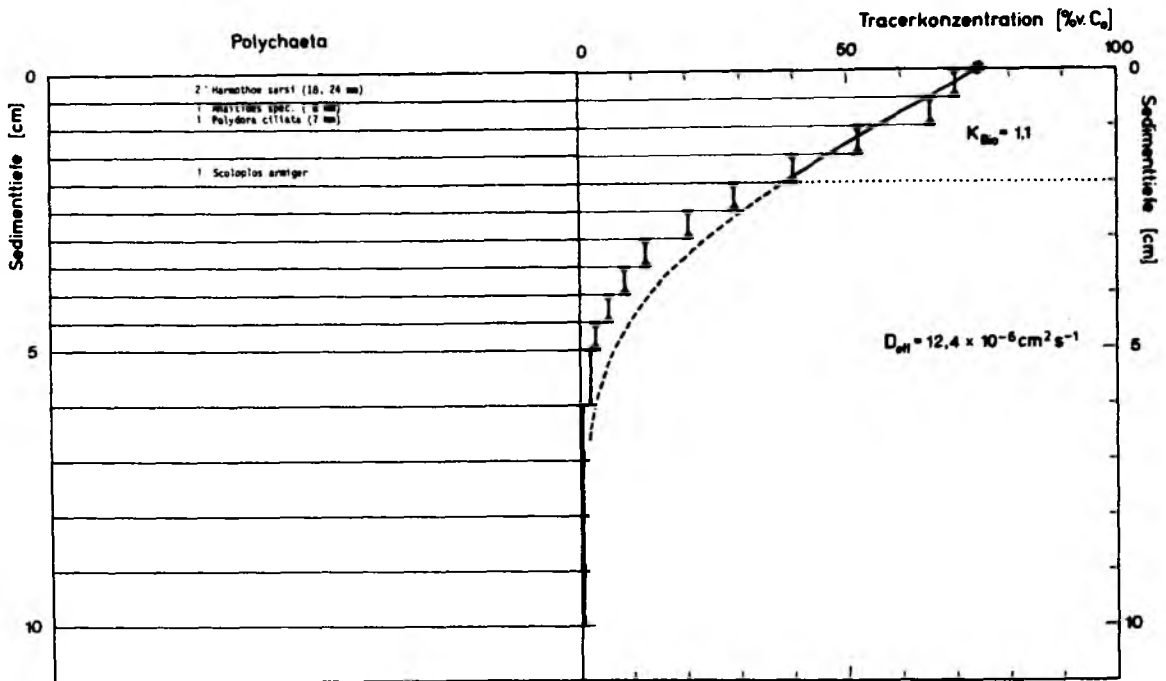


Abb. 40: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
kein Einfluß von Bioturbation

Bioturbationsexperiment
25.10.1982 Boknis Eck 25 m

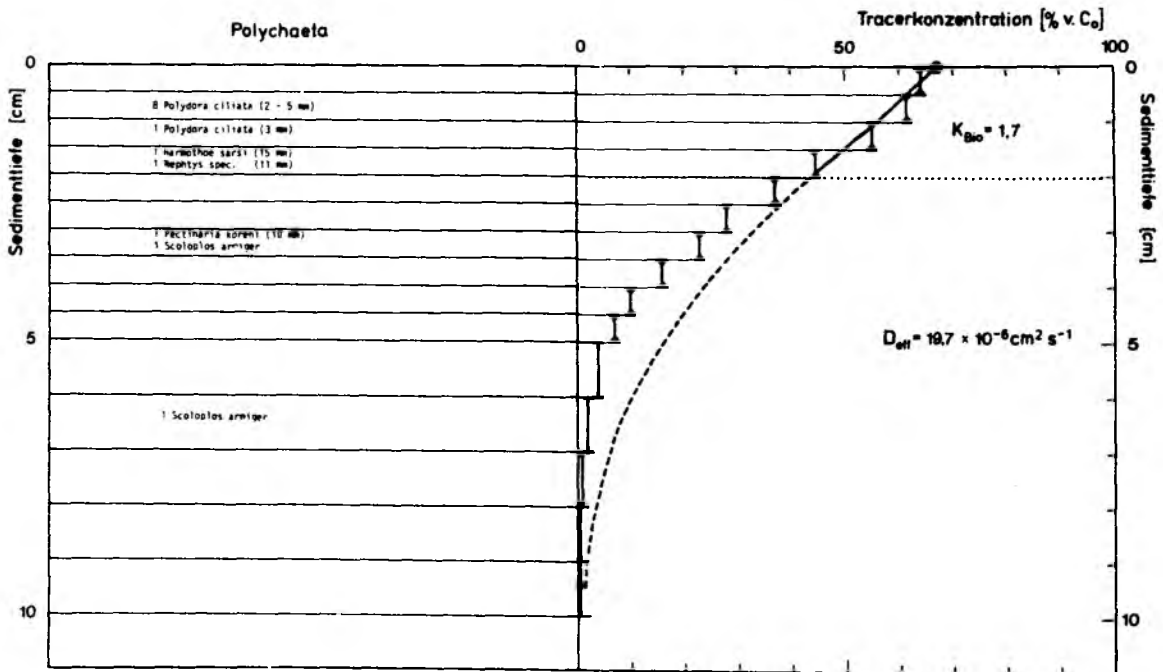


Abb. 41: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
geringer Einfluß von Bioturbation

Der mit 4,9 überdurchschnittlich große Bioturbationskoeffizient kann auf einer Aktivitätssteigerung der Fauna durch die Zufuhr frischen Materialles beruhen, die auch nach der Sedimentation der Frühjahrsblüte beobachtet wurde.

Eine derartige Aktivitätssteigerung konnte an der Schlickstation in 25 m Wassertiefe nicht festgestellt werden. Eine geringere Besiedlungsdichte bei reduziertem Sauerstoffgehalt ließ keinen oder nur einen geringen Beitrag von Bioturbation erkennen. Wenn als Bezug der Mittelwert der Diffusionsexperimente vom Juni 1982 und März 1983 zugrunde gelegt wird (C.I.1.), ergeben sich Bioturbationskoeffizienten von 1,1 bzw. 1,7 (Abb.40 und 41).

Tabelle 11: Bioturbationskoeffizienten

Boknis Eck 1982

Sediment	Wasser- tiefe	Winter	S o m m e r				Sauerstoffmangel Sommer	Herbst- blüte
		15.2. 1982	5.5. 1982	24.5. 1982	7.6 1982	31.08. 1982	25.10. 1982	
	[m]							
Mittelsand	17				11,2			
Schlicksand	20	11,4	1,6	4,8	2,1	nicht mit Diffusions- modell beschreibbar	4,9	
Sandschlick	25				2,1-2,6			1,1 1,7

1.3. Bioturbationsexperimente 1983

Winterexperimente 1983

Am 2. Februar 1983 war die Wassersäule einen Tag nach einem heftigen Sturm vollständig durchmischt und durchgehend mit Sauerstoff gesättigt. Die Stechrohr-Sedimentprobe aus 20 m Tiefe enthielt nur 5 Individuen, darunter 2 Pectinaria koreni, die vermutlich im wesentlichen für den Bioturbationskoeffizienten von 2,3 verantwortlich waren (Abb.42).

Wenngleich am 4. März in der Wassersäule die Frühjahrsblüte schon begonnen hatte, fand die Hauptsedimentation erst Mitte März statt, so daß dieses Experiment noch als typisch für die Winterverhältnisse betrachtet werden kann. Die Besiedlung des Sedimentes war etwas dichter als im Vormonat, der Bioturbationskoeffizient lag mit 2,6 (Abb.43) geringfügig über dem Wert vom Februar.

In 25 m Wassertiefe (Abb.44) war die Individuenzahl von ähnlicher Größe wie an der 20 m Station, jedoch waren offenstichtlich keine bioturbationsaktiven Organismen vertreten. Der "effektive" Diffusionskoeffizient war im Vergleich zur vergifteten Parallelprobe um das 1,7 bis 1,9-fache erhöht, je nachdem ob der für die oberen 4 cm oder der für die gesamte Sedimenttiefe ermittelte molekulare Diffusionskoeffizient herangezogen wird. Bei diesem Bioturbationskoeffizienten handelt es sich um einen Minimalwert, da der parallel gemessene Diffusionskoeffizient außergewöhnlich hoch war (s.C.I.1.). Mit dem Diffusionskoeffizienten vom Juni 1982 aus ebenfalls 25 m Tiefe ergäbe sich ein K_{B10} von 1,9 bis 2,4. Damit wäre die Bioturbation der 25 m Station schon fast so groß wie an der 20 m Station.

Obwohl in 28 m Tiefe die Makrofauna Individuenzahl fast so hoch wie in 25 und 20 m Tiefe war, konnte in diesem Sediment kein Einfluß von Bioturbation festgestellt werden (Abb.45).

Bioturbationsexperiment
4. 3.1983 Boknis Eck 25 m

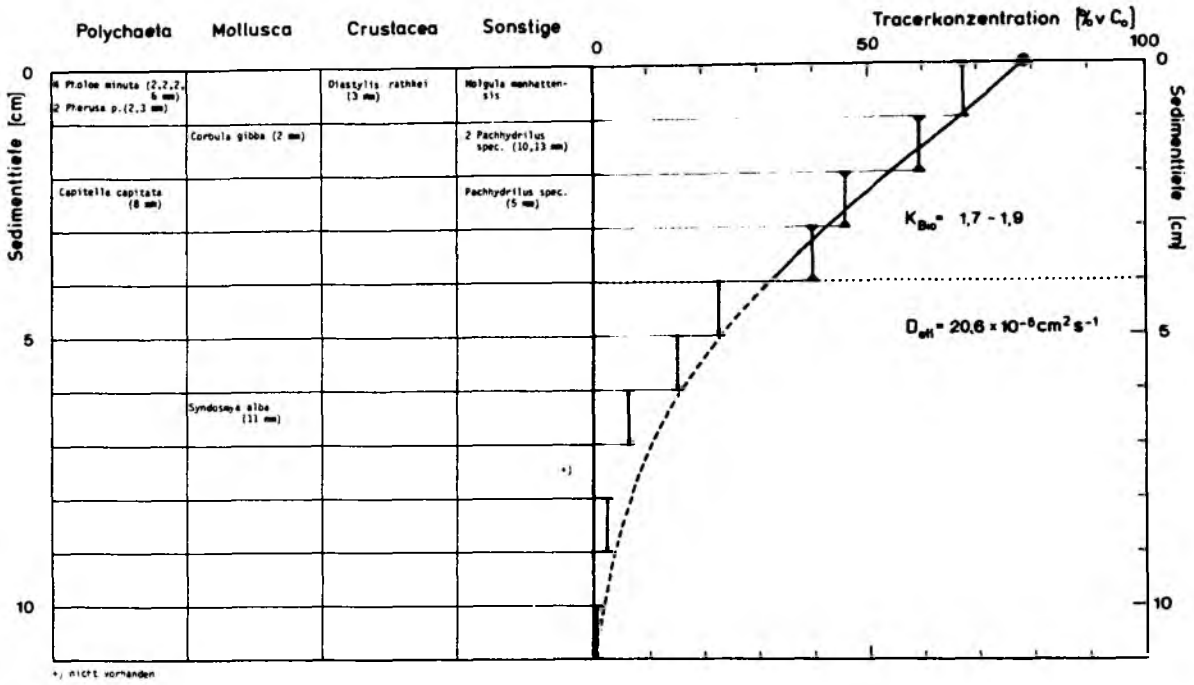


Abb. 44: Tracerkonzentrationen im Porenwasser

Der K_{Bio} von 1,7 ergibt sich mit $D_S = 10,8 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (4°C), dem Mittelwert für das gesamte Sediment des parallelen Diffusionsexperimentes (Abb.18), der K_{Bio} von 1,9 mit $D_S = 12,2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (4°C), dem Mittelwert für die oberen 4 cm.

Bioturbationsexperiment
4. 3.1983 Boknis Eck 28 m

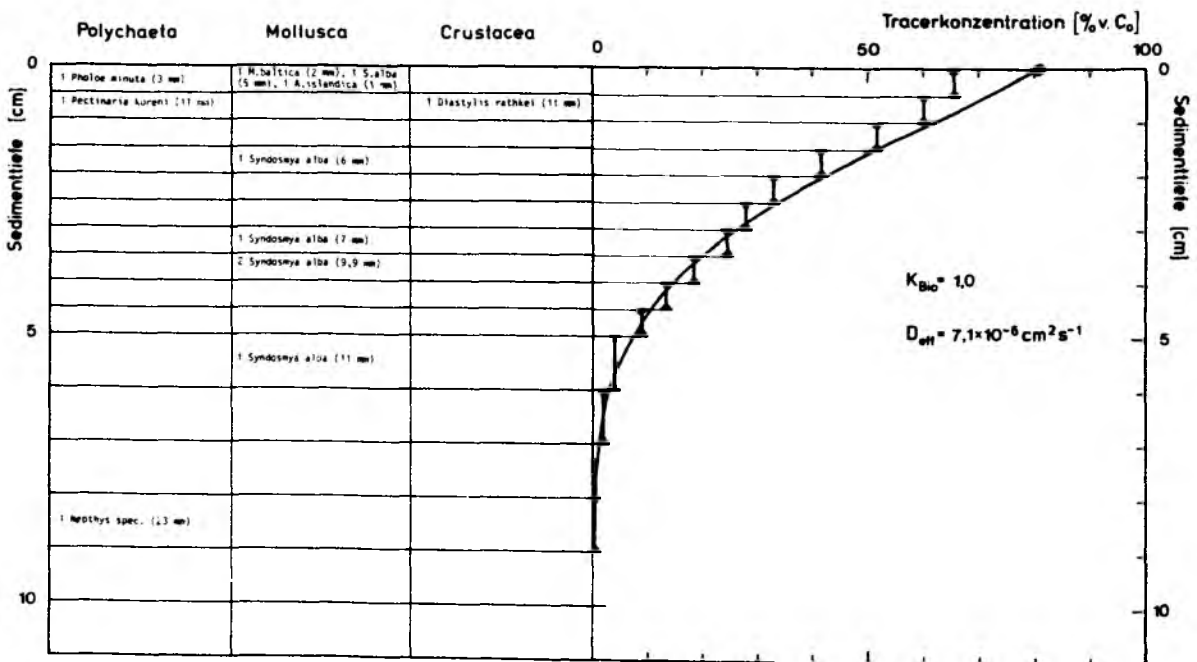


Abb. 45: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
kein Einfluß von Bioturbation

Sommerexperiment 1983

Zum Zeitpunkt der Probenahme am 20.6.1983 war die Wassersäule stärker geschichtet und die Sauerstoffsättigung in 20 m Wassertiefe auf 46 % gesunken. Makrofauna befand sich nur in den oberen 1,5 cm und beschränkte sich auf 4 Molluscen, 9 Diastylis rathkei und 3 Sonstige. In 1,5 bis 4 cm Tiefe wurden 5 tote Molluscen gefunden, die noch relativ gut erhalten waren. Darunter befanden sich 4 Syndosmya alba, die Muschel, die am empfindlichsten auf Sauerstoffmangel reagiert. Von Macoma baltica, die maximal einen Monat ohne Sauerstoff überleben kann (DRIES und THEEDE 1974; v.OERTZEN und SCHLUNGBAUM 1972), wurde je eine tot und eine lebend vorgefunden. Dieser Befund läßt darauf schließen, daß im Sediment schon seit einiger Zeit Sauerstoffmangel herrschte. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß ein Einfluß von Bioturbation mit einem K_{Bio} von 2,2 festgestellt wurde (Abb.47).

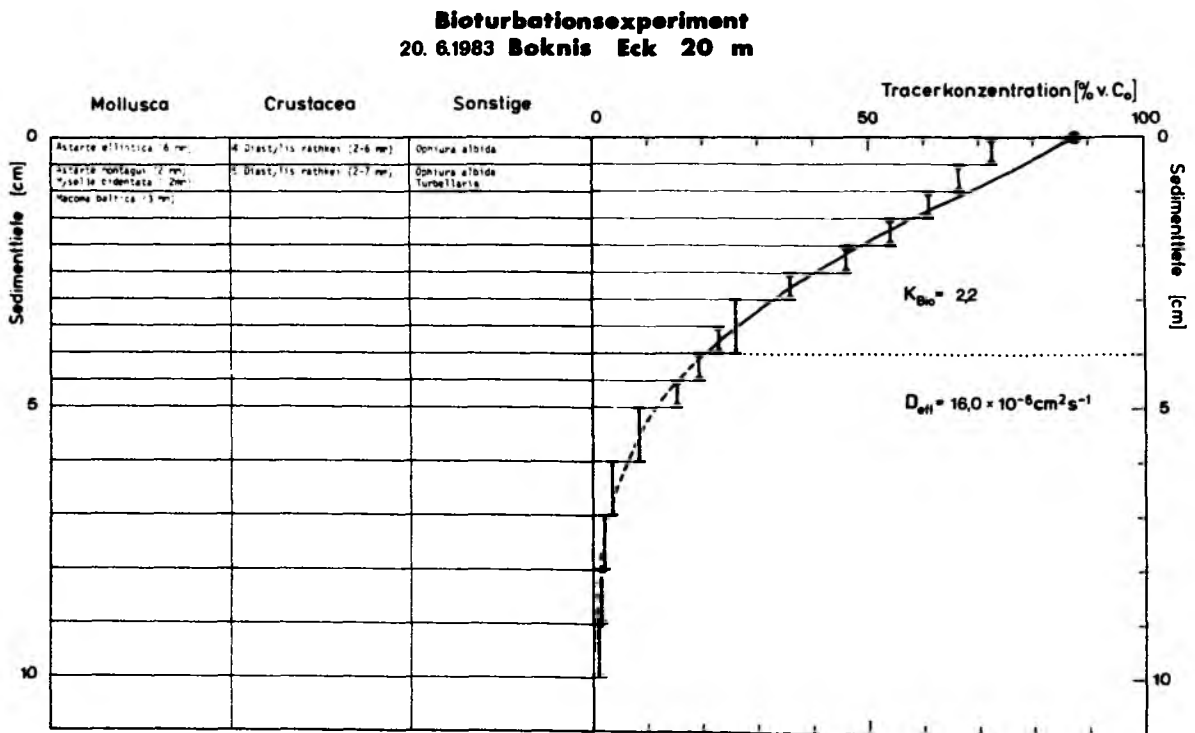


Abb. 47: Tracerkonzentrationen im Porenwasser
mit Einfluß von Bioturbation

Tabelle 12: Bioturbationskoeffizienten
Boknis Eck 1983

Sediment	Wasser- tiefe [m]	W i n t e r		Frühjahr	Sommer
		2.2.1983	4.3.1983	11.4.1983	20.6.1983
Schlicksand	20	2,3	2,6	5,9	2,2
Sandschlick	25		1,7-1,9		
Schlick	28		1,0		

2. Antarktischer Kontinentalrand

Es wurden vier Bioturbationsexperimente in siltigem Ton aus Wassertiefen von 1000 m bis 3000 m durchgeführt, ein Experiment in einem Sandsediment aus 638 m und zwei Experimente in Schlicksedimenten aus 217 m und 92 m Tiefe.

Station 167, siltiger Ton aus einer Wassertiefe von 1042 m SSW von Südgeorgien, ließ keinen Einfluß von Bioturbation erkennen (Abb.48). Makrofauna wurde im Sediment nicht gefunden, und auch die Meiofauna-Individuenzahl, die an der benachbarten Station 166 (s. Tab.3) untersucht wurde, war verschwindend gering: 15 Ind.4cm^{-3} (GRAF, pers. Mitt.) sind nur ein Zehntel des Winterwertes an der 20 m Station bei Boknis Eck.

Demgegenüber kann für Station 290 aus der Bransfield Straße (957 m Tiefe), deren Sediment ebenfalls aus siltigem Ton bestand, eine Beteiligung von Bioturbation nicht eindeutig ausgeschlossen werden (Abb.49). Wenngleich die Vergrößerung des Bioturbationskoeffizienten von 1,0 auf 1,3 innerhalb der Spannweite der Methode liegen kann, wurden in den anderen siltigen Ton-sedimenten nur Bioturbationskoeffizienten von $1 \pm 0,1$ erhalten. Die Annahme von Bioturbation wurde auch unterstützt durch Beobachtungen von Sedimentanhäufungen an der Kernoberfläche, die auf Organistentätigkeit schließen ließen. Gleichzeitig wurden Meiofauna-Individuenzahlen vorgefunden, die siebenmal so groß wie an der zuerst beschriebenen Station waren (nach GRAF,

pers. Mitt., erhalten an der Nachbarstation 288).

An den Stationen 213 und 229, ebenfalls siltiger Ton, die aus Wassertiefen von fast 3000 m stammten, konnte eine Beteiligung von Bioturbation am Tracertransport nicht festgestellt werden (Abb.50 und 51). Abgesehen von der geringen Besiedlung der Sedimente könnte dies auch darauf zurückzuführen sein, daß die Fauna die Druckunterschiede bei der Probenahme aus diesen Tiefen nicht überlebt hat. MENZIES et al. (1974) geben eine Lebendfanggrenze von 1500 m Wassertiefe an. Diese Angabe beinhaltet jedoch zusätzlich einen Temperatureffekt, der in der Antarktis keine Rolle spielt. Darüber hinaus kann bei ihren Probenahmen eine mechanische Zerstörung im Netz oder in der Dredge zum Tod der Tiere geführt haben. SMITH und HINGA (1983) schließen aus Respirationsmessungen an Sedimenten aus 3000 m Tiefe, daß die Benthosfauna an Bord in Zersetzung übergegangen ist. Allerdings haben auch sie ihre Laboruntersuchungen bei anderen Temperaturverhältnissen als in situ durchgeführt.

Das Bioturbationsexperiment an Station 240 (638 m Wassertiefe) wies keine gute Übereinstimmung zwischen Diffusionsmodell und der experimentell erhaltenen Tracerverteilung im Porenwasser auf (Abb.52). Die Meßwerte waren im oberen Sedimentbereich kleiner und im darunter befindlichen Bereich größer als der berechnete Konzentrationsverlauf. Dieses Ergebnis und der relativ hohe K_{Bio} von 3,2 können auf Bioturbationsaktivitäten beruhen, jedoch müssen auch künstliche Porenwasserbewegungen in diesem Sandsediment bei der Probenahme in Betracht gezogen werden.

Station 251, ein Schlicksediment aus 217 m Wassertiefe, ergab ebenfalls an der Sedimentoberfläche geringere und tiefer im Sediment größere Tracerkonzentrationen als die berechnete Kurve (Abb.53). Die Individuendichte der Meiofauna war erheblich größer als an den anderen Stationen und auf der Sedimentoberfläche waren Spuren von Besiedlung zu erkennen. Wenn der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient des parallelen Diffusionsexperimentes zugrunde gelegt wird, ergibt sich ein K_{Bio} von 1,9. Da der Sedimentdiffusionskoeffizient für ein Schlicksediment jedoch auffallend niedrig war (C.I.2.), muß dieser Bioturbationskoeffizient als Maximalwert betrachtet werden. Wenn der Mittelwert der siltigen Tonsedimente als Bezug gewählt wird, verringert sich K_{Bio} auf 1,2.

Station 264 war in der Nähe von Station 251 südöstlich von Elephant Island gelegen und wies ebenfalls schlickiges Sediment auf. Da hier kein Diffusionsexperiment durchgeführt werden konnte, wurde der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient von Station 251 als Vergleich herangezogen. An Station 264 wurde die größte Individuendichte der Fahrt mit $277 \text{ Ind.} \cdot 4\text{cm}^{-3}$ gezählt (GRAF, pers. Mitt.). Im Sedimentkern waren bei Versuchsbeginn zwei Schlangensterne und drei Krebse zu sehen. Die Tracerkonzentrationen im Porenwasser wiesen eine fast vollständige Durchmischung nahe der Grenzfläche auf (Abb.54), und der Bioturbationskoeffizient ergab den ausgesprochen hohen Wert von 5,4 bei Annahme einer bioturbierten Zone von 3 cm Tiefe. Er wäre damit doppelt so groß wie der normale Winterwert bei Boknis Eck. Selbst wenn der größte molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient, der in den antarktischen Sedimenten gefunden wurde, zugrunde gelegt wird ($10,0 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ von Station 229), erreicht der Bioturbationskoeffizient noch eine Größe von 3,0.

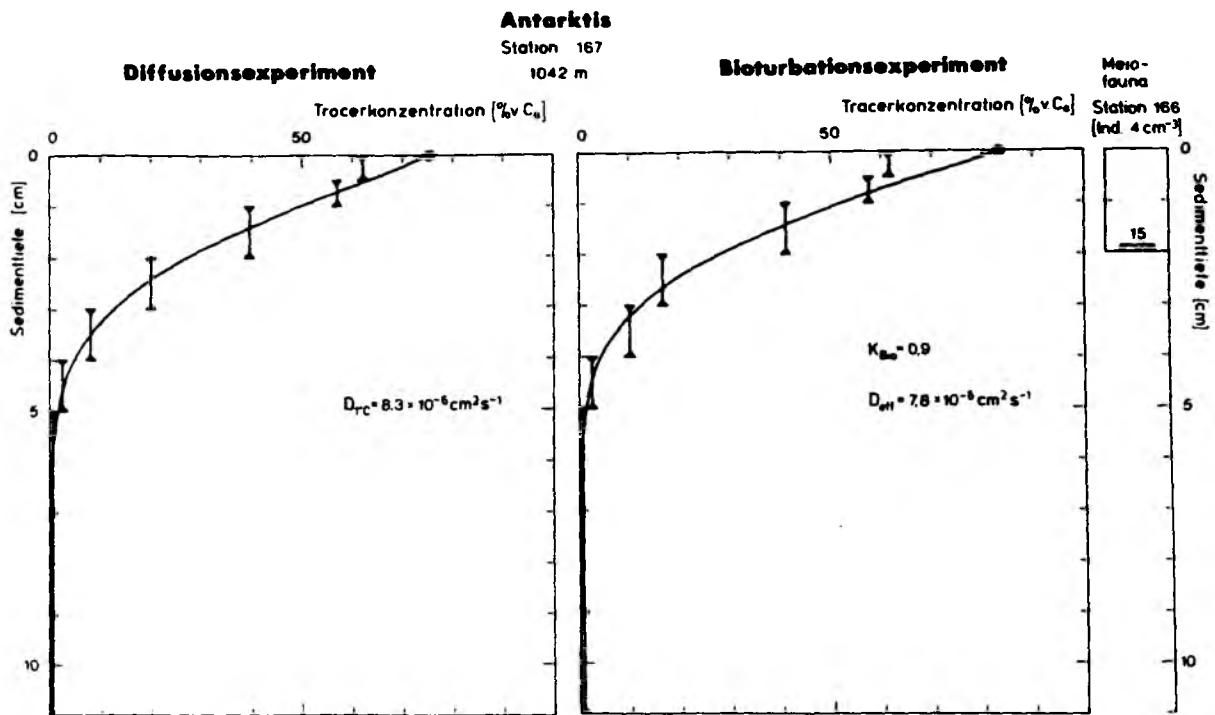


Abb. 48: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
kein Einfluß von Bioturbation

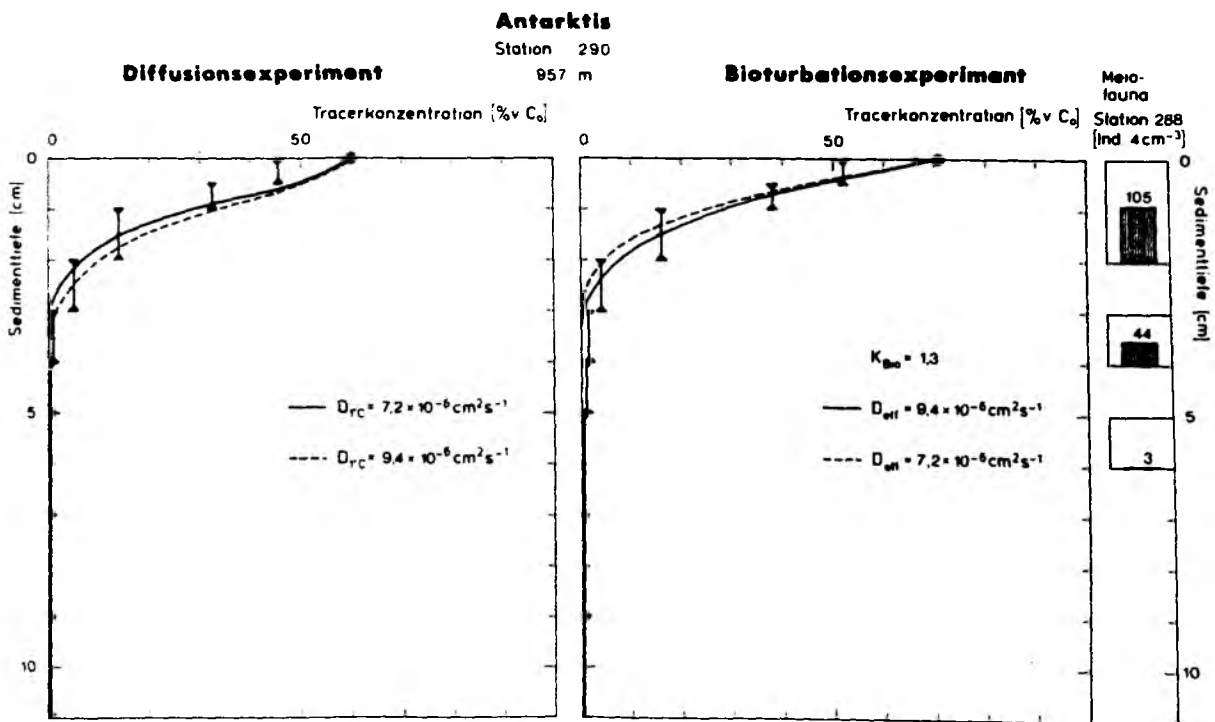


Abb. 49: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
— berechneter Konzentrationsverlauf mit dem jeweils am besten angepaßten Koeffizienten
--- berechneter Konzentrationsverlauf mit dem Koeffizienten des parallelen Experimentes

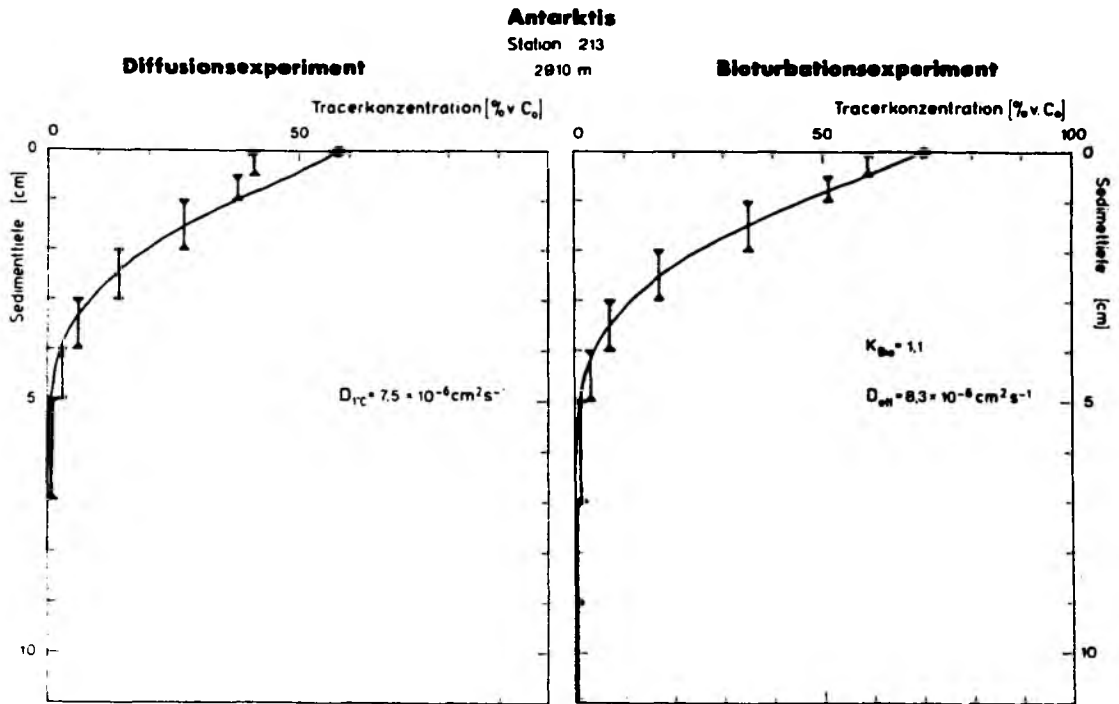


Abb. 50: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
kein Einfluß von Bioturbation

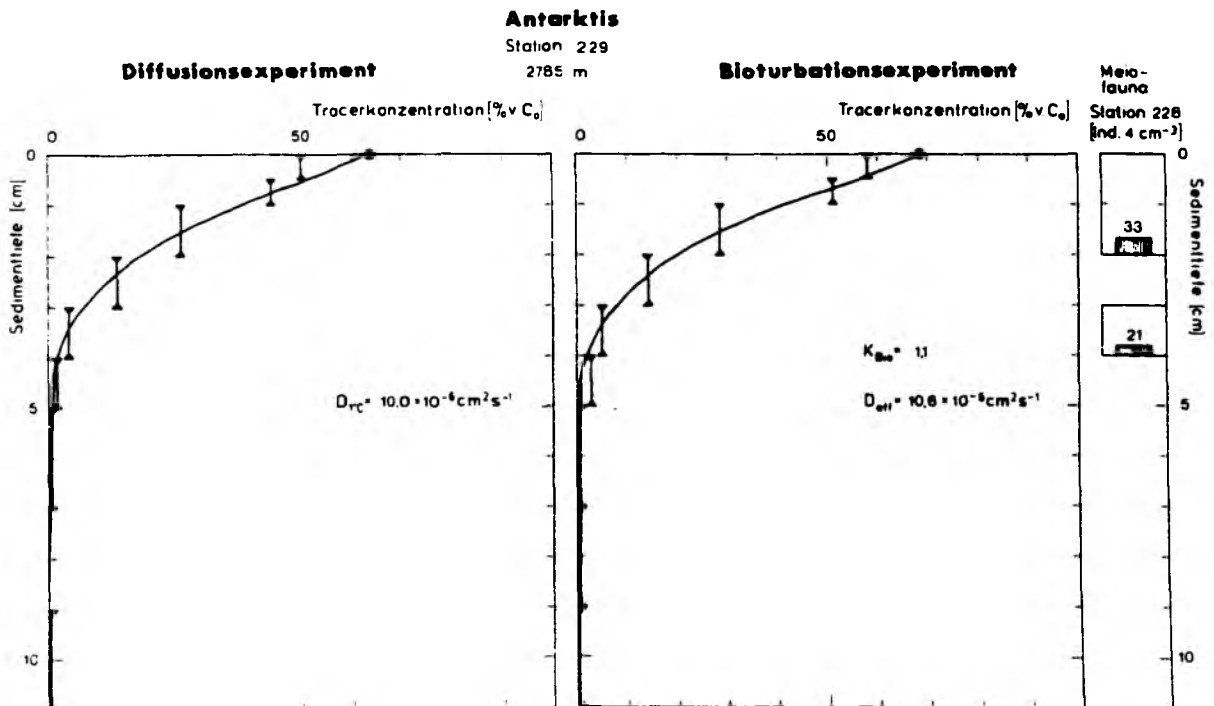


Abb. 51: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
kein Einfluß von Bioturbation

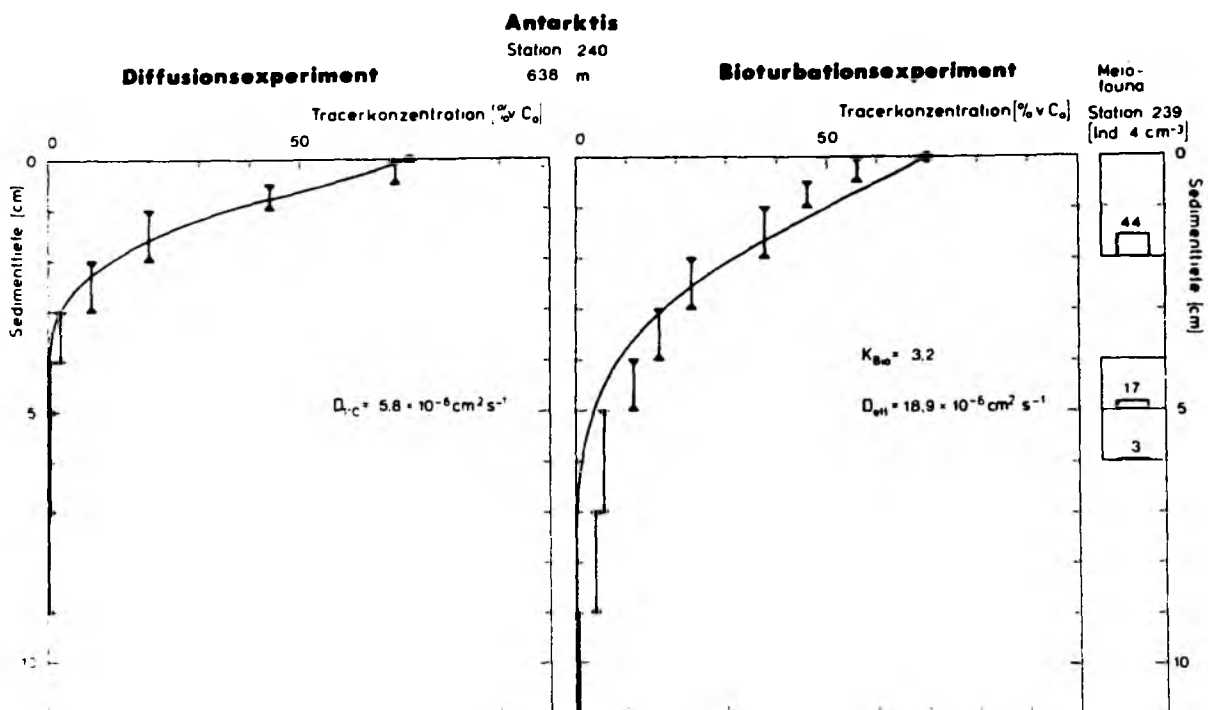


Abb. 52: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
Einfluß von Bioturbation möglich

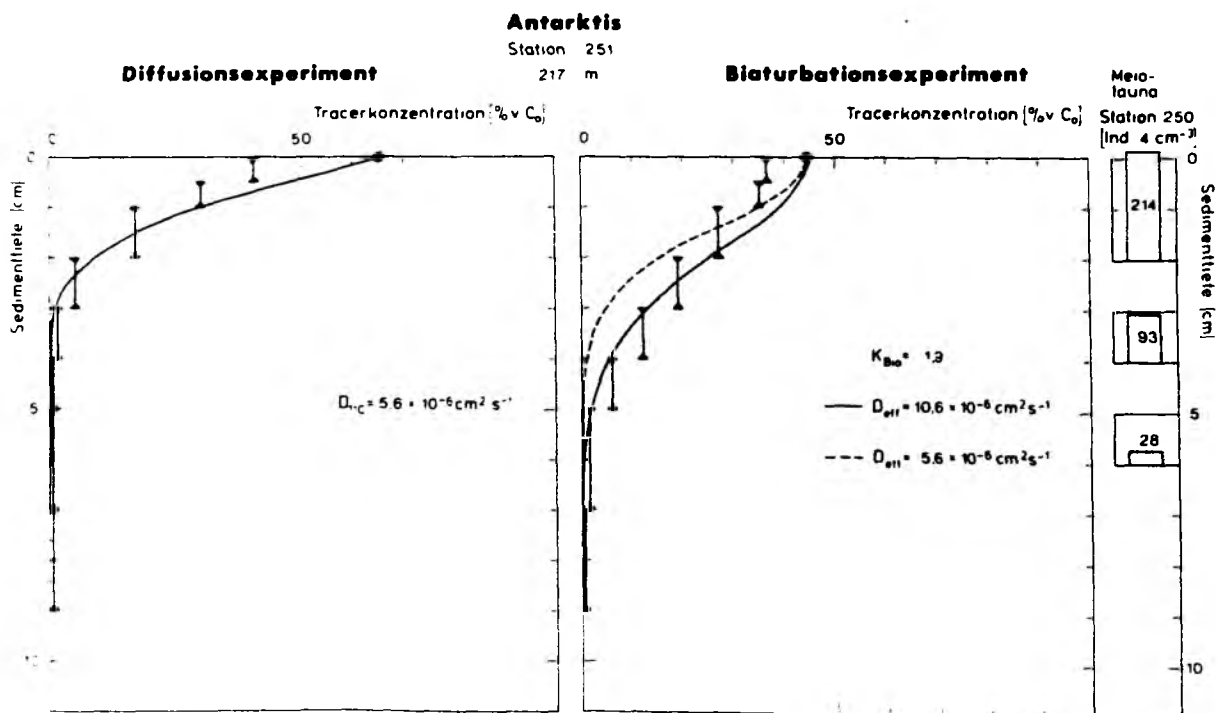


Abb. 53: Tracertransport in Sedimente ohne und mit lebender Fauna
Einfluß von Bioturbation wahrscheinlich

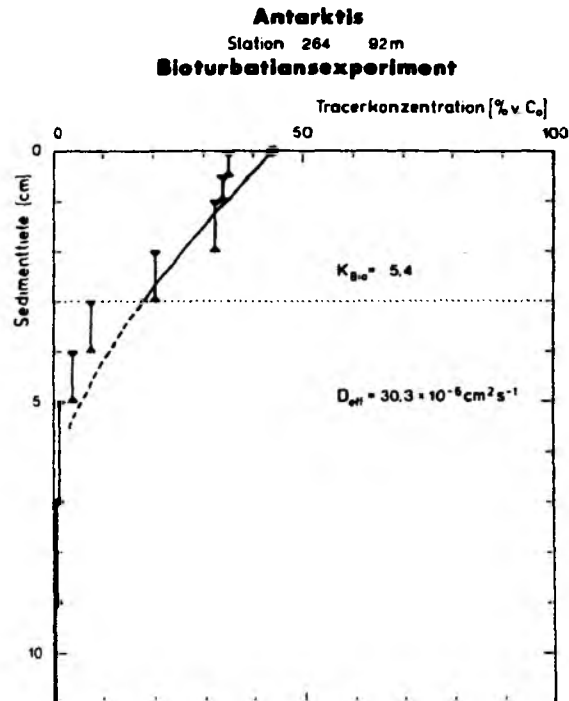


Abb. 54: Tracertransport in natürliches Sediment
mit Einfluß von Bioturbation

Tabelle 13: Bioturbationskoeffizienten
Antarktis 1981

Station Nr.	Sediment	Wassertiefe [m]	K_{Bio}
167	siltiger Ton	1042	0,9
290	siltiger Ton	957	1,3
213	siltiger Ton	2910	(1,1) ⁺¹
229	siltiger Ton	2785	(1,1) ⁺¹
240	Sand mit Steinen	638	(3,2) ⁺²
251	Schlick	217	1,9
264	Schlick	92	5,4

⁺¹ Dekompressionsschäden der Fauna möglich

⁺² Artefakte nicht auszuschließen

III. NÄHRSAZPorenwasserkonzentrationen und NÄHRSAZFLÜSSE BEI BOKNIS ECK

1983 wurden bei Boknis Eck parallel zu den Bioturbationsexperimenten an der 20 m Tiefenstation die Nährsalzporenwasserkonzentrationen untersucht und in den Stechrohren der Bioturbationsversuche Nährsalzfreisetzungen in das überstehende Wasser direkt gemessen. Dabei wurden Ergebnisse unter Winterbedingungen und kurz nach der Sedimentation der Frühjahrsblüte miteinander verglichen. Für Silikat wurde zusätzlich die Zeit der Sommerstagnation betrachtet. Basierend auf den Ergebnissen der Diffusions- und Bioturbationsexperimente ist in D.III. der Anteil von diffusivem und bioturbatem Transport an der gesamten Nährsalzfreisetzung diskutiert.

1. Winter 1983

Anfang März zum Zeitpunkt der Probenahme konnten die Verhältnisse am Meeresboden noch als typisch für den Ausgang des Winters betrachtet werden. Die Porenwasserkonzentrationen der Nährsalze Silikat, Ammonium, Nitrat und Phosphat sind in Abb.55 dargestellt. Die Konzentrationsänderungen der Nährsalze im überstehenden Wasser des Sedimentkerns zeigt Abb.56. Die Porenwasserkonzentrationen bei Versuchsende sind in Abb. 57 bis 59 zu sehen.

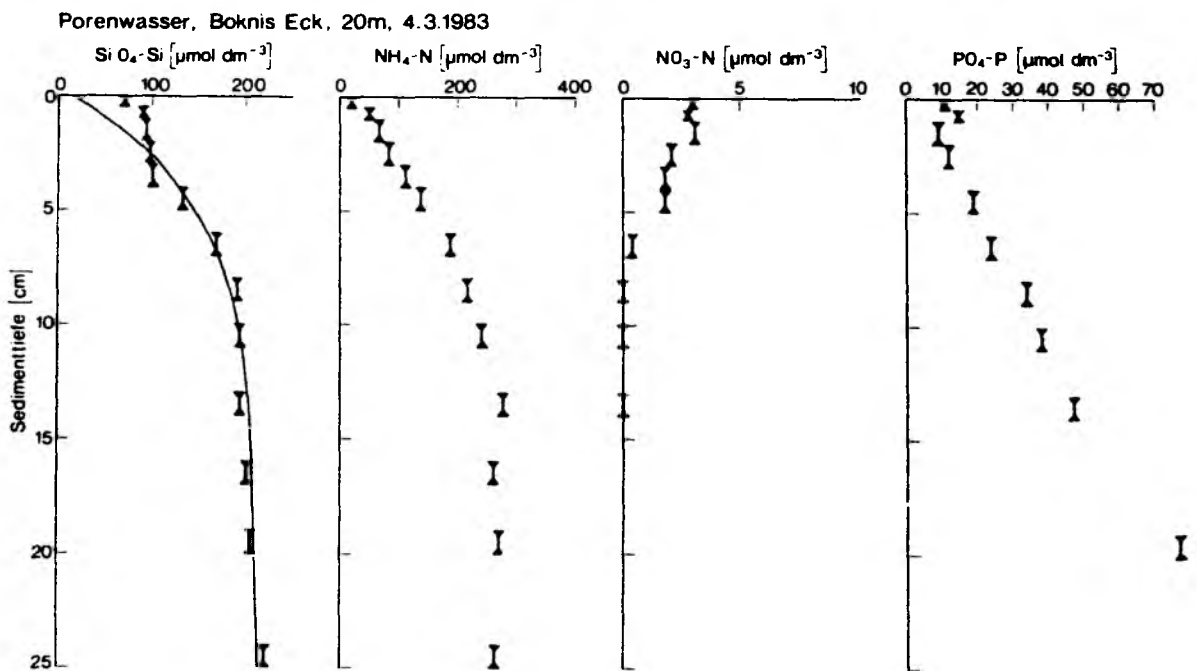


Abb. 55: Porenwasserkonzentrationen der Nährsalze
Winter 1983
(s. Text)

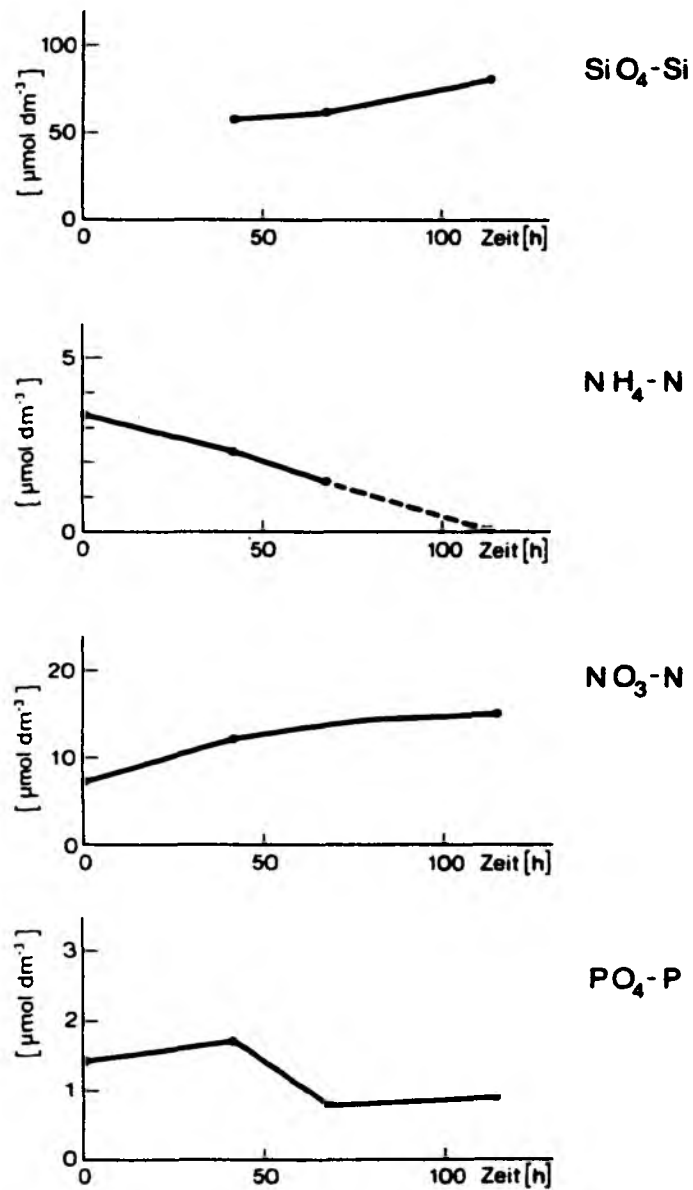


Abb. 56: Nährsalzkonzentrationsänderung im Überstehenden Wasser des Sedimentkerns
Winterexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation
(s.Text)

Silikat

Die Porenwassersilikatkonzentrationen nahmen exponentiell mit der Sedimenttiefe auf eine Konzentration von $214 \mu\text{mol dm}^{-3}$ zu. Dieser Verlauf repräsentiert ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Silikatlösung im Sediment und Diffusion aus dem Sediment. Biogener Opal, die wahrscheinlichste Hauptquelle für gelöstes Silikat, besitzt mit $1000 \mu\text{mol dm}^{-3}$ (bei 3°C) eine größere Sättigungskonzentration, als bei Boknis Eck und in anderen Untersuchungsgebieten im allgemeinen gefunden wird (HURD 1973). Deshalb werden von WOLLASt (1974) und MACKENZIE et al. (1967) andere silikathaltige Minerale als bestimmend für die Sättigungskonzentration angenommen. Arbeiten von SCHINK et al. (1975) KAMATANI (1982) und TAKAHASHI und HURD (1983) sprechen jedoch gegen eine thermodynamisch kontrollierte Gleichgewichtseinstellung und zeigen eine Abhängigkeit der Silikatkonzentration von der Lösungsgeschwindigkeit und den verschiedenen Formen biogenen Silikats auf.

Die durchgezogene Linie in Abb.55 stellt einen modellierten Konzentrationsverlauf mit einer Sättigungskonzentration von $214 \mu\text{mol dm}^{-3}$ und einer scheinbaren Reaktionskonstanten von $0,01 \text{ Tag}^{-1}$ dar (s.D.III.). Es wurde eine Silikاتفreisetzung von $864 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in das Bodenwasser festgestellt (Abb.56). Im Porenwasser traten während der Versuchsdauer keine Veränderungen auf (Abb.57), was auf einen steady state zwischen Silikatproduktion im Sediment und Transport in die Wassersäule schließen läßt.

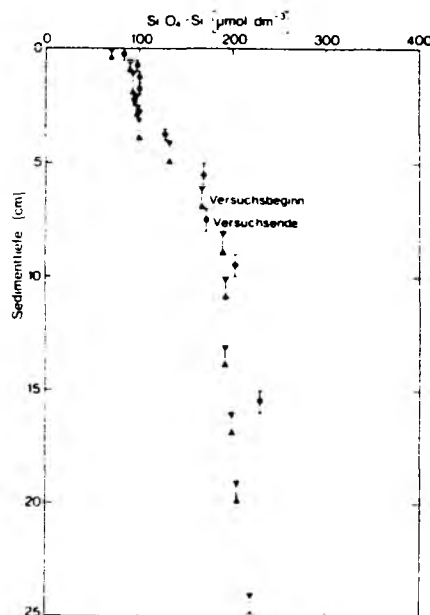


Abb. 57: Vergleich der Si-Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende
Winterexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Stickstoff

Die Ammoniumkonzentrationen nahmen vom Bodenwasser in das Sediment mit der Tiefe zu. Die wesentlichen Quellen für NH_4 sind Ammonifikation aus organischem Material und Exkretion von Organismen (HYLLEBERG und HENRIKSEN 1980; HARRIS 1959). Durch bakterielle Oxidation bei Redoxpotentialen > 200 mV kann es in Nitrit und Nitrat überführt werden (FENCHEL und BLACKBURN 1979).

Die Nitratkonzentrationen zeigten mit einer Abnahme von der Wassersäule in das Sediment den umgekehrten Verlauf wie NH_4 . Im Sediment kann NO_3 bei Redoxpotentialen < 200 mV als Elektronenakzeptor für denitrifizierende Bakterien beim Abbau organischer Materie dienen und zu N_2O und N_2 reduziert werden (SHAFFER und RÖNNER 1984; SEITZINGER et al. 1984). Im Bodenwasser (mit einer Rate von $199 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und in der obersten Sedimentschicht nahmen die Nitratkonzentrationen im Laufe des Experimentes zu (Abb.58). Nach BILLEN (1978) findet Nitrifikation nur in geringem Umfang im Pelagial und im wesentlichen im Sediment und an der Sedimentoberfläche statt. Ammonium verschwand aus dem Bodenwasser mit einer Rate von $74 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Da

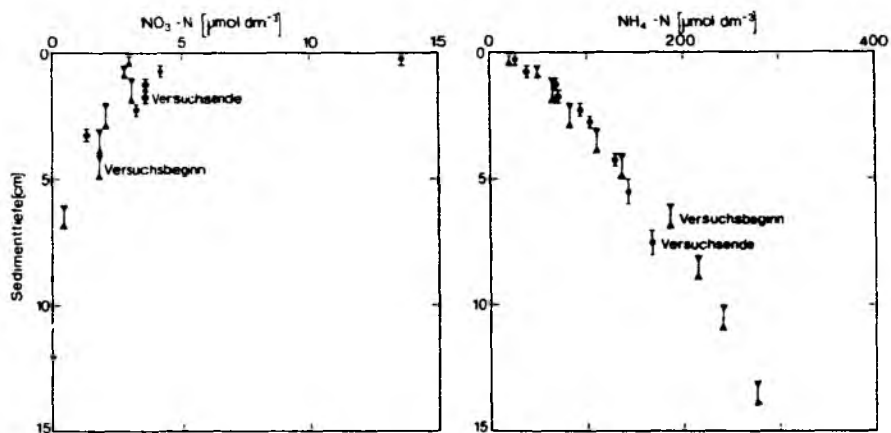


Abb. 58: Vergleich der NO_3 - und NH_4 -Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende Winterexperiment 1983
Boknis Eck

zum Zeitpunkt der letzten Probenahme die NH_4 -Konzentration schon auf die Nachweisgrenze zurückgegangen war, ist dieses Probenahmeintervall (mit gestricheltem Konzentrationsverlauf in Abb.56) bei der Flußberechnung nicht berücksichtigt. Insgesamt war eine Stickstofffreisetzung an das überstehende Wasser von $125 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ aufgetreten.

Dieses Experiment zeigt die auch schon von anderen Autoren (BALZER 1978; POLLEHNE 1981) beschriebene Dominanz von Nitrifikation über den Winter. In diesem Versuch mit begrenztem Wasservolumen verschwand die Ammoniumkomponente aus dem überstehenden Wasser, in der Wassersäule der westlichen Ostsee ist über den Winter ein Rückgang der Ammoniumkonzentrationen zu verzeichnen (v.BODUNGEN 1975; SZWERINSKI 1978).

Phosphat

Die Porenwasserkonzentrationen an der Grenzfläche lagen um eine Größenordnung über den Phosphatkonzentrationen in der Wassersäule und nahmen mit der Sedimenttiefe zu, ohne daß ein Grenzwert sich abzeichnete. Es ist bekannt, daß Phosphat Adsorptionsreaktionen im Sediment eingeht und verschiedene relativ schwerlösliche Ca- und Fe-Verbindungen bildet (BRAY et al. 1973; BRICKER und TROUP 1975; TESSENOW 1974). BALZER (1978) schloß aus seinen Untersuchungen in der Eckernförder Bucht auf eine Bestimmung der Phosphatverteilung durch die Bildung von Eisen (III) hydroxophosphaten an der oxischen Oberfläche. Bei Redoxpotentialerniedrigung erfolgt Reduktion zu Fe(II), das nicht in dem Maße wie Fe (III) schwerlösliche Verbindungen mit Phosphat eingeht (GOTOH und PATRICK 1974). Mit zunehmender Sedimenttiefe und abnehmendem Eh kommt es sowohl aus organischem Material wie aus anorganischen Verbindungen zu Phosphatfreisetzung an das Porenwasser.

Während des Nährsalzflußexperimentes wechselte im überstehenden Wasser des Sedimentkernes Phosphatfreisetzung mit Festlegung. Nach einer anfänglichen Zunahme von 1,4 auf $1,7 \mu\text{mol dm}^{-3}$ nahmen die Bodenwasserkonzentrationen auf $0,8 \mu\text{mol dm}^{-3}$ ab, um anschließend auf diesem Niveau zu verbleiben, bzw. auf 0,9 geringfügig anzusteigen. Das entsprach insgesamt einer Festlegung von $11 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ Phosphat. Die Porenwasserkonzentrationen bei Versuchsende wiesen keine großen Veränderungen seit der Probenahme auf

(Abb.59).

Schwankungen des Phosphatflusses zwischen Freisetzung und Festlegung werden auch von anderen Autoren berichtet (MORTIMER 1971; VINER 1975; POLLEHNE 1981) und mit kleinräumlichen Schwankungen des Redoxpotentials an der Sedimentoberfläche in Zusammenhang gebracht.

POMEROY et al. (1965) vermuten, daß das Sediment als Puffer für die Einstellung einer bestimmten Phosphatkonzentration von $0,7-0,9 \mu\text{mol dm}^{-3}$ wirkt. Das entspräche der Konzentration, die sich in diesem Experiment im Bodenwasser einstellte.

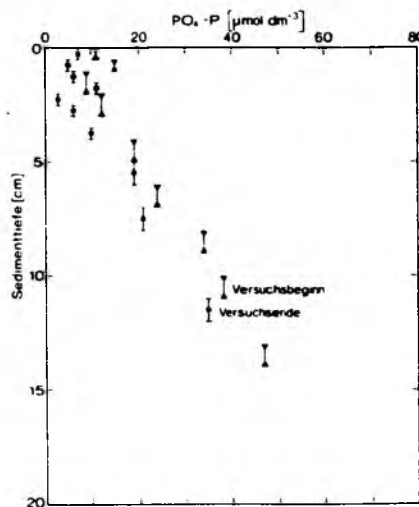


Abb. 59: Vergleich der PO_4 -Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende
Winterexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Tabelle 14: Nährsalzflüsse Winter 1983

Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Si O ₄ -Si [μmol m ⁻² d ⁻¹]	N _{ges.} [μmol m ⁻² d ⁻¹]	PO ₄ -P [μmol m ⁻² d ⁻¹]
864	125	- 11

2. Frühjahr 1983

Drei Wochen nach der Sedimentation der Frühjahrsdiatomeenblüte war die Makrofaunaindividuendichte seit dem Winter beträchtlich angestiegen und der Beitrag der Bioturbation hatte von K_{Bio} 2,6 auf 5,9 zugenommen (Abb.46). Abb.60 zeigt die Porenwasserkonzentrationen der Nährsalze bei der Probenahme und Abb.61 die Konzentrationsänderungen im überstehenden Wasser des Sedimentkernes im Verlauf von vier Tagen.

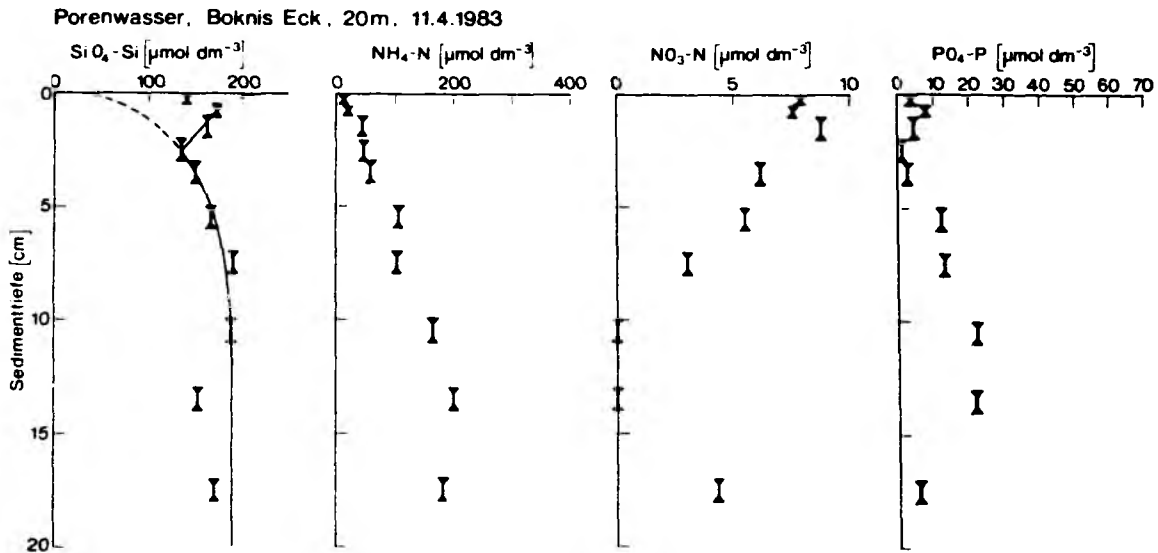


Abb. 60: Porenwasserkonzentrationen der Nährsalze
Frühjahr 1983

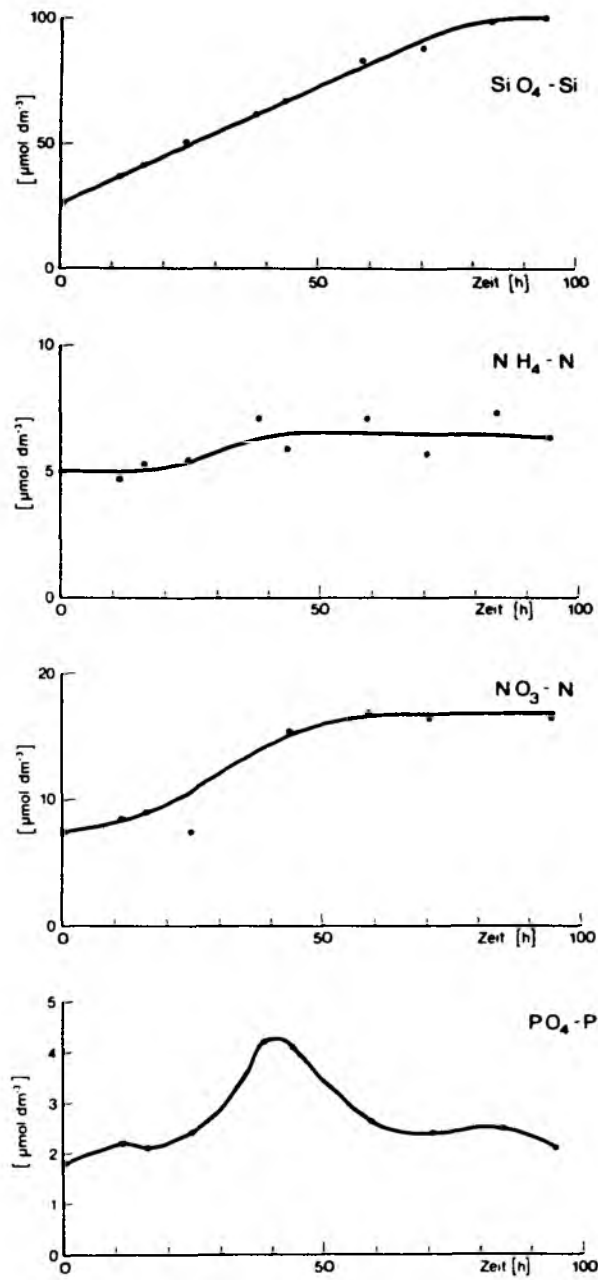


Abb. 61: Nährsalzkonzentrationsänderung im überstehenden Wasser des Sedimentkerns
Frühjahrsexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Silikat

Die Silikatkonzentrationen im Überstand stiegen linear auf $100 \mu\text{mol dm}^{-3}$ an, darüber hinaus scheint sich die Freisetzung zu verlangsamen. Das kann auf einer Verminderung des Konzentrationsgradienten zum Porenwasser beruhen und wurde in die Flußberechnung nicht mit einbezogen. Mit $2242 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ist der Silikatfluß mehr als doppelt so hoch wie im Winterversuch. Dazu können sowohl der größere "effektive" Diffusionskoeffizient wie auch Lösungsprozesse der kürzlich sedimentierten Kieselschaler beigetragen haben. Anhand des Porenwasserprofils (Abb.60) ist der Einfluß von oberflächennaher Silikatlösung zu sehen. Von der Grenzfläche nach unten abnehmend bestimmt Lösung aus frisch sedimentiertem Material die Silikatkonzentrationen, während in der Tiefe wie im Winter ein Gleichgewicht zwischen Diffusion und Produktion aufrechterhalten wird. Im Laufe des Experimentes war an der Oberfläche weitere Silikatlösung über den in die Wassersäule transportierten Anteil hinaus aufgetreten (Abb.62).

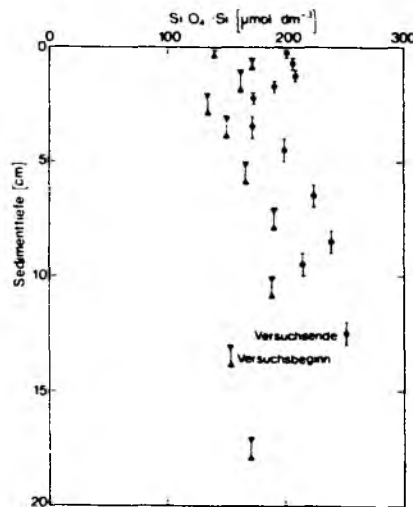


Abb. 62: Vergleich der Si-Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende
Frühjahrsexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Stickstoff

Die NH_4 -Konzentrationen im Porenwasser zeigten eine Zunahme mit der Tiefe auf insgesamt etwas niedrigerem Niveau als im Winter. Die Nitratkonzentrationen waren erheblich angestiegen und reichten bis in 8 cm Tiefe. Das weist auf verstärkten O_2 -Eintrag in das Sediment durch gesteigerte bioturbate Aktivität hin. Ein weiteres Indiz für bioturbationsbedingte Vermischung mit Oberflächenwasser kann der Nitratpeak in 17-18 cm Tiefe sein, der mit einem Minimum im Phosphatgehalt korrespondierte. Im parallelen Kern für die Bioturbations- und Nährsalzflußexperimente war in tiefere Sedimentschichten ebenfalls erhöhter Tracertransport aufgetreten mit je einem Nephtys spec. und Halicryptus spinulosus in 12-13 cm Tiefe als vermutlichen Vursachern (Abb.46).

Während des Nährsalzflußexperimentes hatte die Ammoniumkonzentration im überstehenden Wasser unter Schwankungen, die auch von POLLEHNE (1981) berichtet werden, geringfügig mit einer Rate von $44 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ zugenommen. Im Vergleich dazu war die Nitratzunahme erheblich größer, auch wenn sie nach drei Tagen abzuflachen schien. Bei Berücksichtigung der anfänglichen Nitratzunahme von $327 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ war die gesamte Stickstoffzunahme im Wasser mit $371 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ dreimal so groß wie im Winter. Als Quelle für diese zusätzliche Stickstofffreisetzung kann das frisch sedimentierte Material der Frühjahrsblüte gedient haben. Ferner kann die größere Makrofaunaindividuenzahl und die gesteigerte Stoffwechselaktivität zu vermehrter Stickstoffexkretion geführt haben, ein Faktor, der besonders von HYLLEBERG und HENRIKSEN (1980) betont wird.

Auch im grenzflächennahen Porenwasser stiegen die Nitratkonzentrationen bis zum Versuchsende erheblich an (Abb.63). Relativ geringe NH_4 - und PO_4 -Konzentrationen bei Versuchsende wies die 12-13 cm Tiefe auf, in der je ein Nephtys spec. und Halicryptus spinulosus gefunden wurden (Abb.63 und 64). Das läßt bei Ausschluß von Meßungenauigkeiten Austauschprozesse mit überstehendem Wasser oder Porenwasser, bzw. O_2 -Eintrag vermuten.

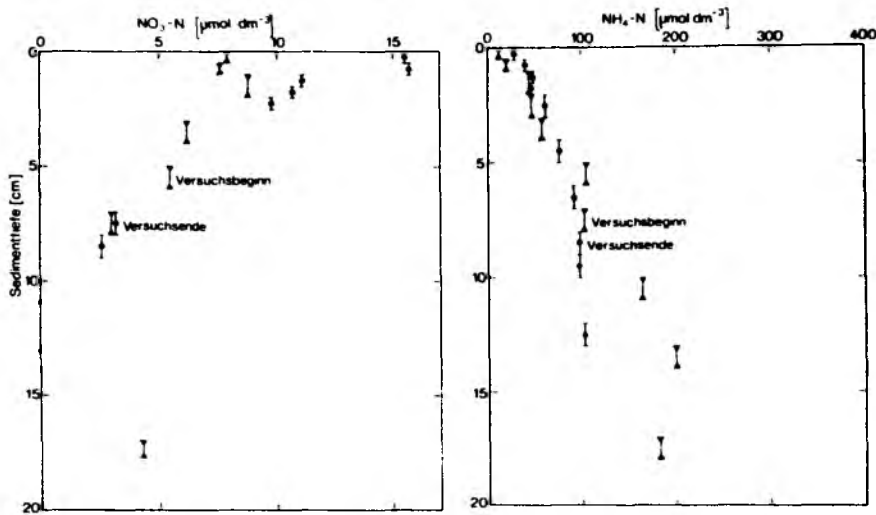


Abb. 63: Vergleich der NO_3 und NH_4 -Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende
Frühjahrsexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Phosphat

Die Phosphatkonzentrationen im Porenwasser spiegelten das schon beschriebene bioturbationsbedingte Absinken der Redoxkline wider. Die Werte waren im Vergleich zum März niedriger, insbesondere in den obersten Zentimetern und nahmen erst unterhalb von 10 cm Tiefe zu (Abb. 60). In 17-18 cm nahm die Konzentration durch den vermuteten bioturbaten Austausch mit Oberflächenwasser wieder ab. Die Porenwasserkonzentrationen bei Versuchsende waren > 9 cm Tiefe insgesamt niedriger als zu Versuchsbeginn (Abb. 64), was auf dem in dieser Tiefe gefundenen Priapuliden beruhen könnte.

Während der Dauer des Experimentes wechselte eine Phase der Phosphatfreisetzung in eine von Festlegung über (Abb. 61). Die Konzentrationen im Überstand stiegen zu Anfang von 1,8 auf 4,2 $\mu\text{mol dm}^{-3}$ an und fielen dann wieder auf 2,1 $\mu\text{mol dm}^{-3}$ ab. Das entsprach einer anfänglichen Freisetzung von 164 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ mit einer darauf folgenden Festlegung von 95 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Insgesamt hat eine Freisetzung von 10 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ stattgefunden, während es im Winter zu einer Phosphatfestlegung gekommen war. Das steht in

umgekehrter Relation zu den Konzentrationsgradienten zwischen Poren- und Bodenwasser in beiden Jahreszeiten: sie waren im Winter größer als im Frühjahr. Diese Tatsache weist darauf hin, daß Diffusionsprozesse nicht bestimmend für die Freisetzung gewesen sein können, sondern der unmittelbare Abbau des sedimentierten Materials oder die Vorgänge in Mikromilieus von größerer Bedeutung sind.

Sowohl KRISTENSEN (1984) wie HYLLEBERG und HENRIKSEN (1980) betonen auch die Bedeutung von Phosphatexkretion durch Organismen. In anderen Untersuchungsgebieten werden nach Phytoplanktonblüten und unter sommerlichen Bedingungen ebenfalls höhere Flüsse als zu Winterzeiten gemessen (ELDERFIELD et al. 1981). POLLEHNE (1981) fand nach der Zugabe von Algenkulturen zu Sediment-Wasser Systemen aus dem "Hausgarten" auch eine verstärkte Phosphatfreisetzung mit darauf folgender Festlegung.

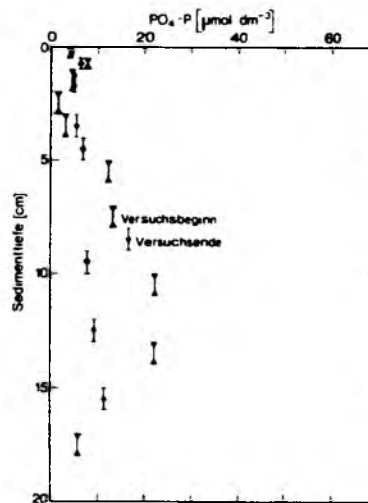


Abb. 64: Vergleich der PO₄-Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme und nach Versuchsende
Frühjahrsexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Tabelle 15: Nährsalzflüsse Frühjahr 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

SiO ₄ -Si	N _{ges.}	PO ₄ -P
[$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]	[$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]	[$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]
2242	371	10

3. Sommer 1983

Im Juni 1983 war die Sauerstoffsättigung bei Boknis Eck auf die Hälfte reduziert. Der Bioturbationskoeffizient, wie er im Tracerexperiment (Abb.47) ermittelt wurde, betrug 2,2.

In diesem Sommerexperiment wurden neben der Bioturbation die Porenwasserkonzentrationen und die Freisetzung von Silikat untersucht. Die interstitiellen Konzentrationen waren, insbesondere an der Sedimentoberfläche, seit dem Frühjahr angestiegen. Das Konzentrationsprofil hatte einen ähnlichen Verlauf wie im April: Abnahme von der Oberfläche in das Sediment und in der Tiefe wieder Zunahme auf eine "Sättigungskonzentration". Nach Ablauf des Versuches waren die Porenwasserkonzentrationen in den oberen 2 cm weiter angestiegen (Abb.65).

Im überstehenden Wasser nahm die Silikatkonzentration während der Versuchsdauer kontinuierlich von 56 auf 107 $\mu\text{mol dm}^{-3}$ zu (Abb.66). Der Silikatfluß war mit 1846 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ annähernd so groß wie im Frühjahr, obgleich der Bioturbationskoeffizient weniger als die Hälfte des Frühjahrswertes betrug. Die Höhe des Flusses erklärt sich durch die seitdem angestiegenen Porenwasserkonzentrationen. V.BODUNGEN (1975) fand ebenfalls eine Zunahme der Silikatkonzentration im Bodenwasser während der Sommermonate. Da im Sediment keine Anzeichen für eine kürzliche erfolgte Zufuhr von Kieselchalern gefunden wurden, können die Porenwasserkonzentrationen nur auf weitergehender Silikatlösung beruhen. Die Kieselchaler (Diatomeen und Radiolarien), die im Meerwasser in einer noch stärker untersättigten Lösung als im Porenwasser existieren, sind durch dünne organische Hüllen vor Auflösung geschützt (LEWIN 1961). Aufgrund negativer Ladung an der Oberfläche

und Wirkung als Kationen - Komplexbildner können lösungshemmende Adsorptions- und Ausfällungsprozesse von Fe^{3+} , Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} u.a. auftreten (STUMM und MORGAN 1970). Die langsame Lösung kann bei Temperaturerhöhung stark beschleunigt werden. Jedoch betrug der Temperaturanstieg seit April am Meeresboden nur 1°C . Eine leichtere Lösung der Kieselgerüste kann nach SUESS (1976) auch bei abnehmendem Redoxpotential und pH-Wert eintreten, da unter diesen Bedingungen die organischen Hüllen leichter zersetzt werden und die Metalladsorption und -ausfällung zurückgedrängt wird.

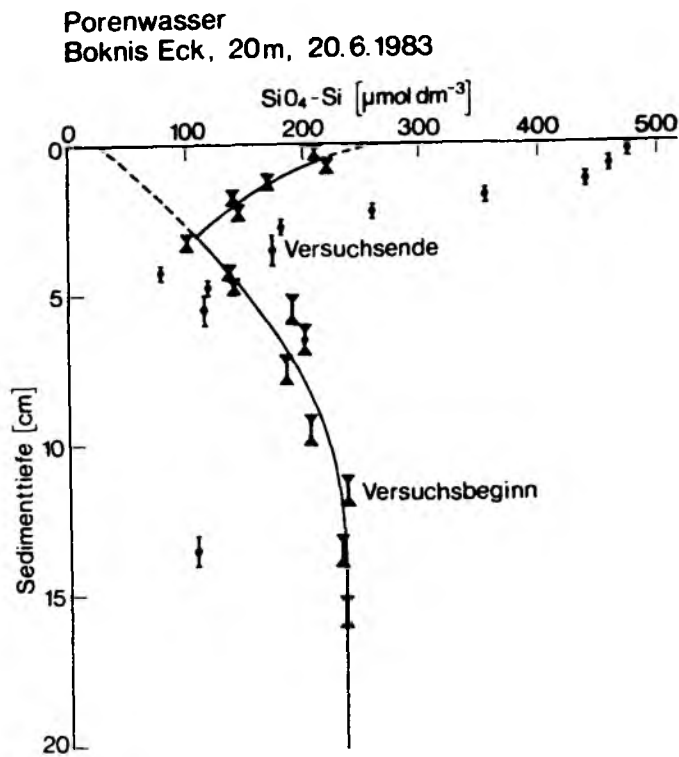


Abb. 65: Vergleich der Si-Porenwasserkonzentrationen bei der Probenahme
und nach Versuchsende
Sommerexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

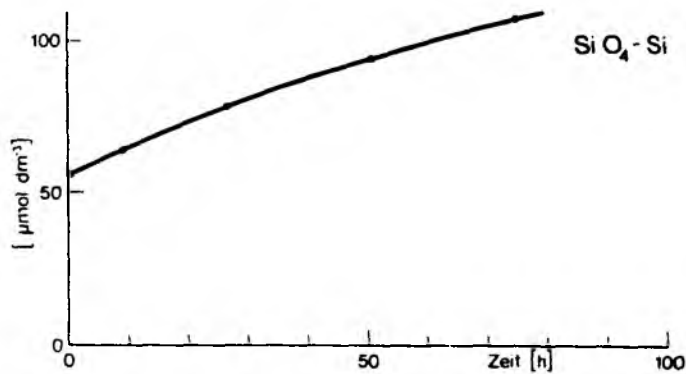


Abb. 66: Si-Konzentrationsänderung im überstehenden Wasser des Sedimentkerns
Sommerexperiment 1983
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

D. DISKUSSION

In D.I. und D.II. werden die Ergebnisse der Tracerexperimente diskutiert und dienen zusammen mit den Ergebnissen der Nährsalzuntersuchungen zur Berechnung der diffusiven und bioturbaten Nährsalzflüsse, deren Anteil an der gesamten Nährsalzrückführung aus dem Sediment an die Wassersäule unter D.III. diskutiert wird.

I. MOLEKULARE DIFFUSIONSKOEFFIZIENTEN IM SEDIMENT

Bei der Diskussion der Methode geht es darum, in wieweit mit der gewählten Versuchsanordnung die molekulare Diffusion im Sediment erfaßt wurde, und mit welcher Genauigkeit das Diffusionsmodell die Transportvorgänge im Sediment bei Ausschluß von Bioturbation beschreiben kann. Es folgt eine zusammenfassende Betrachtung der erhaltenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten und der Retardierung der Diffusion durch das Sediment (D_s/D) im Vergleich mit anderen Untersuchungen. Zum Schluß werden die empirischen Beziehungen zwischen D_s/D und der Porosität ϕ überprüft und eine einfache Näherung für die Sedimente bei Boknis Eck angegeben.

1. Diskussion der Methode

In den Sedimenten, in denen die Fauna abgetötet worden war, sollte nur molekulare Diffusion die Transportvorgänge zwischen Porenwasser und Wassersäule bestimmen. Aufgrund der Tatsache, daß sowohl in Sedimenten mit ursprünglich hoher sowie mit ursprünglich niedriger Makrofaunabesiedlung annähernd gleich große molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten erhalten wurden, konnte geschlossen werden, daß die Existenz der toten Organismen und der von ihnen erzeugten stabilen Wühlgefüge die molekulare Diffusion nicht feststellbar beeinflussen.

Während mit dem vorliegenden eindimensionalen Diffusionsmodell nur der vertikale Transport im Sediment betrachtet wurde, berechnete ALLER (1984) den Einfluß der Gänge und Kanäle im Sediment mit einem zweidimensionalen Modell, das auch den horizontalen Transport über die zusätzliche Grenzflä-

che zwischen Sediment und Kanälen einschließt. Ohne eine aktive Ventilation der Röhren durch Bodenorganismen fand er keine signifikante Beeinflussung der Porenwasserprofile und Flüsse zwischen Sediment und Wasser, sondern Übereinstimmung mit dem eindimensionalen Diffusionsmodell. Bei Abwesenheit oder Inaktivität von Makrozoobenthos kann der Transport gelöster Partikel folglich in befriedigendem Maße durch vertikale Diffusion dargestellt werden (LERMAN 1979; BERNER 1980).

Die Diffusion im Sediment konnte mit einem über alle Sedimenttiefen konstanten D_s beschrieben werden. Das liegt daran, daß Röhren und Gänge die Diffusion nicht beeinflussten und ein relativ einheitliches Sedimentgefüge mit entsprechender Porosität existierte. Eine Ausnahme bildeten die Sedimente aus 25 m Wassertiefe bei Boknis Eck in den Jahren 1982 und 1983, bei denen wie in den Bioturbationsexperimenten im grenznahen Sedimentbereich größere Diffusionskoeffizienten als tiefer im Sediment auftraten. Es wird vermutet, daß in diesen Experimenten einige Tiere überlebt haben.

Die Mehrzahl der Diffusionsexperimente ergab eine relativ gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Konzentrationen im Porenwasser. Nur in der Nähe der Grenzfläche traten häufig Abweichungen auf, wobei die gemessenen Werte in der Regel niedriger als die berechneten Werte waren.

Als Ursache für diese Abweichungen kann die Porositätszunahme an der Grenzfläche ausgeschlossen werden. Da nach Gleichung (4) der diffusive Fluß der Porosität proportional ist, sollten die resultierenden Tracerkonzentrationen bei steigender Porosität nicht geringer werden.

Als weitere Ursache der Abweichung zwischen berechneten und gemessenen Konzentrationen an der Grenzfläche muß die Rechnung mit der mittleren Intervalltiefe diskutiert werden. Die Porenwasserkonzentrationen lassen sich nicht in einer definierten Sedimenttiefe, sondern nur über ein Tiefenintervall bestimmen und werden normalerweise wie in der vorliegenden Arbeit der mittleren Intervalltiefe zugeschrieben (z.B. bei dem Segment von 0 bis 0,5 cm der Tiefe von 0,25 cm). In Bereichen mit starken nichtlinearen Gradienten wie an der Grenzfläche ist die Abweichung der im Intervall gemessenen mittleren Konzentration C von der für die mittlere Sedimenttiefe be-

rechneten Konzentration $C (x_1+x_2)/2$ am größten. Dieser Einfluß wurde am Beispiel des Experimentes vom 4.3.1983 untersucht. Im Näherungsverfahren zur Ermittlung von D wurde nicht mehr $C (x_1+x_2)/2$, sondern \bar{C} berechnet, das man durch Integration über das Tiefenintervall erhält:

$$\bar{C} = \frac{x_1 \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx}{x_1 - x_2}$$

oder als Summe:

$$\bar{C} = \frac{\sum_{i=1}^n f_i(x) \Delta x}{n \Delta x} \quad (16)$$

Mit dieser Beziehung (16) und dem für die anderen Tiefenintervalle ermittelten Diffusionskoeffizienten von $7,9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ wurde \bar{C} für das oberste Intervall (0-0,5 cm) berechnet. Mit $1268,34 \text{ mg kg}^{-1}$ liegt dieser Wert nur 0,17 unter dem nach dem ursprünglichen Verfahren berechneten Wert von $1268,51 \text{ mg kg}^{-1}$ und damit noch innerhalb der Genauigkeit der Bromidbestimmung. Die im Vergleich damit beträchtlich niedrigere Konzentration des Meßwertes von $1219,3 \text{ mg kg}^{-1}$ kann auf diese Weise nicht erklärt werden.

Der Diffusionskoeffizient für das oberste Tiefensegment vergrößert sich von $3,518 \cdot 10^{-6}$ (bei der Berechnung für $C_{0,25}$) auf $3,526 \cdot 10^{-6}$ (für \bar{C}), während der über die gesamte Sedimenttiefe gemittelte Diffusionskoeffizient bei $7,9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ lag (Abb.14, Tab.4). Dieses Beispiel zeigt, daß die Zuordnung der Porenwasserkonzentration zur jeweiligen mittleren Probensegmenttiefe auch für den grenzflächennahen Bereich zulässig ist.

Die niedrigen Porenwasserkonzentrationen an der Grenzfläche könnten auf eine Hemmung des diffusiven Flusses durch eine Grenzschicht an der Sedimentoberfläche, die von verschiedenen Autoren (WIMBUSH und MUNK 1970; MORSE 1974; WIMBUSH 1976) postuliert wird, hinweisen. Unterstützt wird diese Hypothese durch Strömungsmessungen von CALDWELL und CHRISS (1979), die in der Tiefsee einen Rückgang der Strömungsgeschwindigkeiten auf Null bis zur Sedimentoberfläche feststellten und dies einer diffusiven Grenzschicht von

0,6 mm Dicke, die nicht der turbulenten Vermischung der Wassersäule unterliegt, zugeschrieben.

ANDREWS und HARGRAVE (1984) fanden bei Silikatmessungen im Feinbereich der Grenzfläche Diskontinuitäten zwischen Porenwasser- und Wasserkonzentrationen und berechneten anhand ihrer Ergebnisse eine diffusive Grenzschrift von 0,2 - 5 mm. BOUDREAU und GUINASSO (1982) geben in einer Übersicht verschiedener Arbeiten eine durchschnittliche Größe der Grenzschrift von 1 mm für die Tiefsee an. In Flachwassergebieten soll die Dicke der Grenzschrift um fast eine Größenordnung kleiner sein. Eine der wenigen direkten Messungen wird von SANTCHI et al. (1983) berichtet. Sie bestimmten anhand des Lösungsverhaltens von Alabasterplatten in der Tiefsee eine Grenzschrift von 470 μm . JØRGENSEN und REVSBECH (1985) berechneten nach Labormessungen von Sauerstoffgradienten in Sedimenten der dänischen Küste eine Dicke der Grenzschrift von 0,2 bis 1 mm.

Abgesehen davon, daß die Grenzschrift nach diesen Angaben zu dünn ist, um einen wesentlichen Einfluß auf die Transportvorgänge auszuüben (SCHINK und GUINASSO 1977), würde in den Tracerexperimenten eine solche Zone zu geringeren Konzentrationen im grenznahem Bodenwasser als in der Wassersäule führen, die anstelle der Wasserkonzentrationen als Randbedingung in die Diffusionsgleichung eingingen. Das hätte die Berechnung geringfügig größerer Sedimentdiffusionskoeffizienten zur Folge. Die Annahme einer Grenzschrift kann den Verlauf der gemessenen Kurve jedoch nicht erklären.

Ein weiterer Grund für die Abweichung des obersten Meßwertes könnte in der Probennahme liegen. Bei der Abtrennung des Bodenwassers kann besonders durch Unebenheiten der Sedimentoberfläche ein Teil des Porenwassers bzw. der obersten flockigen Sedimentschicht mit abgetrennt werden. Die oberste Porenwasserprobe enthält als Folge davon einen Anteil der darunterliegenden Probe. Da die tieferen Porenwasserproben geringere Tracerkonzentrationen enthalten, kann dieser Effekt zu den niedrigen Grenzflächenkonzentrationen führen.

2. Fehlerdiskussion

Die Genauigkeit der Diffusionskoeffizientenbestimmung anhand der kleinsten quadratischen Abweichungen der berechneten Konzentrationen von den gemessenen ist für das Experiment vom 24.5.1982 (Abb.14) beispielhaft dargestellt. In Abb.72 ist die Summe der Quadrate $\sum(\Delta C)^2$ bei Veränderung der vorgegebenen Diffusionskoeffizienten aufgetragen. Es wurden 10 Werte aus Sedimenttiefen zwischen 0,5 und 6,0 cm zugrunde gelegt. Das Minimum liegt bei einem Diffusionskoeffizienten von $D_S = 6,63 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Schon kleine Änderungen im vorgegebenen Diffusionskoeffizienten führen zu einem schnellen Anstieg der $\sum(\Delta C)^2$ -Werte. Eine Variation von D_S um $\pm 0,1$ entspricht einer Variation der $\sum(\Delta C)^2$ um 3%.

Der nicht lineare Korrelationskoeffizient (SACHS 1984) zwischen berechneten und gemessenen Werten beträgt in diesem Beispiel 0,989 und bei Berücksichtigung der gesamten Meßwerte bis in 10 cm Tiefe 0,988.

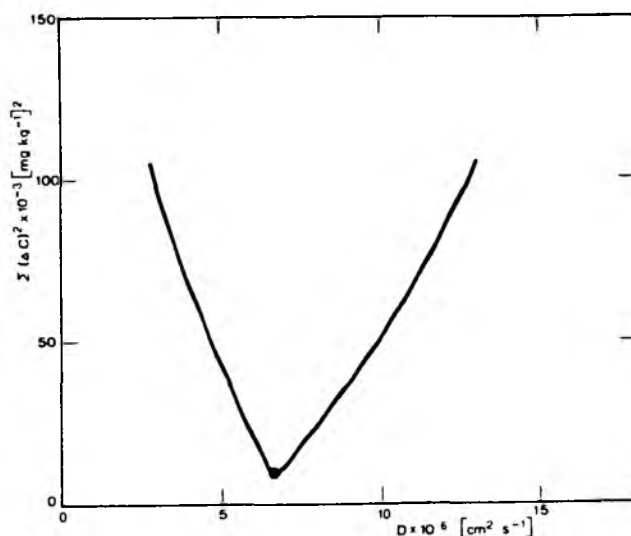


Abb. 72: Die quadratischen Abweichungen der berechneten Konzentrationen von den gemessenen bei Variation der vorgegebenen Diffusionskoeffizienten

Die Variationen zwischen mehreren Parallelversuchen können als Maß für die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse und für die kleinräumigen Ver-

änderungen der Sedimenteigenschaften betrachtet werden. Am 20.6.1983 wurde die molekulare Diffusion in 2 nebeneinander entnommenen Kernen aus dem "Hausgarten" gemessen; sie ergaben eine relative Abweichung von 10% zum Mittelwert. Diffusionsexperimente in Sedimenten ohne Fauna, die zu 5 verschiedenen Zeiten an der 20 m Station entnommen worden waren, wiesen eine maximale Abweichung zum Mittelwert von 20% und einen Variationskoeffizienten von 14% auf (Tab.4).

DUURSMA und BOSCH (1970) geben für ihre Radioisotopendiffusionsexperimente Sedimentdiffusionskoeffizienten mit Variationsbreiten von $\pm 15\%$ an, für den in situ Versuch sogar $\pm 100\%$. GOLDBERGER et al. (1977), die anhand natürlicher Konzentrationsgradienten im Sediment Diffusionskoeffizienten für Sulfat ermittelt haben, geben eine Variationsbreite von $\pm 25\%$ an.

3. Diskussion der Ergebnisse im Vergleich mit anderen Untersuchungen

In Tab.16 sind die ermittelten molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten dargestellt. Um die Ergebnisse, die bei verschiedenen Temperaturen mit den beiden Tracern erhalten wurden, besser miteinander vergleichen zu können, sind sie jeweils auf 5°C mit Gleichung (10) und (11) und HTO als Tracer (mit dem empirisch erhaltenen Umrechnungsfaktor 1,08) normiert.

Bei Boknis Eck in der Eckernförder Bucht nahm der molekulare Sedimentdiffusionskoeffizient vom sandigen zum schlickigen Sediment zu. Er stieg mit zunehmender Porosität von $5,3$ auf $8,3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ über den Hang bis in die Rinne und in den antarktischen Sedimenten von $6,7 \cdot 10^{-6}$ in sandigem Sediment auf $9,9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, dem Mittelwert in siltigem Ton. Eine Ausnahme bildete die Schlickstation mit einem D_s von $6,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, deren Tracerkonzentrationen im Porenwasser jedoch keine gute Übereinstimmung mit dem Diffusionsmodell aufwiesen.

Tabelle 16: Molekulare Sedimentdiffusionskoeffizienten
und sedimentologische Parameter

B O K N I S E C K							
Sediment	Wasser- tiefe [m]	Tracer	$D_S \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]	D_S/D	ϕ	θ	f
Mittelsand	17	Br	5,3	0,39	0,30	1,60	8,55
Schlicksand	20	HTO	7,1	0,51	0,41	1,40	4,78
		Br	7,3	0,52		1,39	4,69
Sandschlick	25	HTO	7,8	0,56	0,72	1,34	2,48
Schlick	28	Br	8,3	0,60	0,87	1,29	1,92

A N T A R K T I S						
Station	Sediment	Wasser- tiefe [m]	Tracer	$D_S \cdot 10^6$ [cm ² s ⁻¹]	D_S/D	θ
167,213, 229	siltiger Ton	1000 - 3000	HTO	9,9	0,71	1,19
290	siltiger Ton	957	HTO	8,3	0,60	1,29
240	Sand mit Steinen	638	HTO	6,7	0,48	1,44
251	Schlick	217	HTO	6,4	0,46	1,47

*: normiert auf 5°C und HTO als Tracer

D_S : Molekularer Sedimentdiffusionskoeffizient

D: Diffusionskoeffizient in freier Lösung

ϕ : Porosität

θ : Tortuosität

f: Formationsfaktor

McDUFF und ELLIS (1979) fanden in artifiziellen Sedimenten der Porosität 0,39 und 0,41 Bromiddiffusionskoeffizienten von $7,3$ bis $8,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (auf 5°C bezogen). Diese Werte liegen etwas höher als der in dieser Arbeit gemessene mittlere Bromiddiffusionskoeffizient von $6,6 \pm 0,9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ an der 20 m Tiefenstation mit der Porosität 0,41. LI und GREGORY (1974) bestimmten den Diffusionskoeffizienten von Chlorid, dessen Tracerdiffusionskoeffizient ($10,1 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ bei 0°C) fast identisch mit dem von Bromid ist ($10,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ bei 0°C). Sie fanden in homogenisiertem roten Tiefseeton bei Porositäten von ca. 0,72 Sedimentdiffusionskoeffizienten von $D_s = 5,9 \pm 0,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (5°C). Dies liegt im unteren Bereich der 20 m Tiefenstation, während die 25 m Station mit derselben Porosität wie bei LI und GREGORY einen größeren Diffusionskoeffizienten aufwies. Relativ niedrige Diffusionskoeffizienten zwischen $2,9$ und $3,1 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (für 5°C korrigiert) ermittelte MATISOFF (1980) anhand von Modellrechnungen für Chloridprofile bei wechselnden Salzgehalten im überstehenden Wasser. DUURSMA und BOSCH (1970) bestimmten Chloriddiffusionskoeffizienten in gesiebttem Feinsand von $4,0 - 5,2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (auf 5°C normiert). Insgesamt gesehen ordnen sich die in dieser Arbeit gefundenen molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten gut in die in der Literatur angegebenen Werte ein.

Die Annahme, daß die Diffusion verschiedener gelöster Substanzen in gleicher Weise durch das Sediment verlangsamt werde, konnte für HTO und Bromid bestätigt werden. An der 20 m Tiefenstation betrug das Verhältnis der Diffusionskoeffizienten im Sediment und in freier Lösung (D_s/D) für HTO 0,51 und für Bromid 0,52. Ebenso zeigte sich, daß die Diffusion durch Sedimente mit abnehmender Porosität zunehmend retardiert wird, bzw. daß sich das Verhältnis D_s/D mit steigender Porosität vergrößerte. Im Mittelsand mit geringer Porosität war $D_s/D = 0,39$, im Schlicksand 0,515, und im Schlick mit höherer Porosität stieg D_s/D auf 0,56 und 0,60. In den antarktischen Sedimenten lag D_s/D bei 0,71 und 0,60 im siltigen Ton und bei 0,48 in sandigem Sediment. Demgegenüber wurde an Station 251, einem Schlicksediment, in dem normalerweise ein hoher Wassergehalt zu erwarten ist, mit 0,46 der niedrigste Wert für D_s/D erhalten.

Ähnliche Werte für D_s/D wurden von JØRGENSEN (1979) im Limfjorden für Sulfat berichtet. In sandigem Sediment von $\phi = 0,39$ lag D_s/D zwischen 0,44

und 0,51 und in Ton-Silt mit ϕ von 0,66 - 0,9 wurde D_S/D zwischen 0,46 und 0,59 gefunden.

Ein noch niedrigeres Verhältnis von 0,25 - 0,30 ergibt sich aus dem von MATISOFF (1980) indirekt bestimmten Chloriddiffusionskoeffizienten in Chesapeake Bay. In anoxischem Mud aus Long Island Sound erhielten KROM und BERNER (1980a) D_S/D von 0,53, in rotem Tiefseeton LI und GREGORY (1974) von 0,55 und FANNING und PILSON (1974) in Nordatlantiksedimenten von 0,78.

4. Beeinflussung der Diffusion durch das Sediment in Relation zur Porosität

Da die molekularen Sedimentdiffusionskoeffizienten schwierig zu messen sind und die Porosität über den Wassergehalt leicht zugänglich ist, existieren eine Vielzahl empirischer Beziehungen für den Zusammenhang zwischen D_S/D und der Porosität:

$D_S/D = \phi^2$	LERMAN (1979)	
$D_S/D = 0,58\phi$	VAN BAVEL (1952)	
$D_S/D = 0,66\phi$	cf. VAN BRAKEL und HEERTJES (1974)	
$D_S/D = a + b\phi$	CURRIE (1960)	
$D_S/D = a \phi^b$	ATKINS und SMITH (1961)	(17)
$D_S/D = a\phi$	cf. VAN BRAKEL und HEERTJES (1974)	

Weitere Beziehungen wurden aus geometrischen Modellen des Porenraumes entwickelt, indem die Größe $1/\theta^2 = D_S/D$ (θ : Tortuosität) in Abhängigkeit von ϕ berechnet wurde:

$$D_S/D = \frac{2\phi}{3 - \phi} \quad \text{cf. VAN BRAKEL und HEERTJES (1974)} \quad (18)$$

$$D_S/D = \frac{\phi}{1 - 0,51\ln\phi} \quad \text{WEISSBERG (1963)}$$

$$D_S/D = \frac{1}{1 - \ln\phi + (0,51\ln\phi)^2} \quad \text{berechnet nach STRIEDER und ARIS (1973)} \quad (19)$$

Die Größe θ ist nur indirekt über Widerstandsmessungen zu bestimmen (ARCHIE 1942; KLINKENBERG 1951). Der elektrische Widerstand des gesamten

Sedimentes im Verhältnis zum Widerstand der reinen Porenlösung wird als Formationsfaktor f definiert. Je nach den Annahmen über die Geometrie des Porenraumes ergeben sich unterschiedliche Beziehungen zwischen f und θ und daraus folgend zwischen f und D_S/D :

$f = \theta/\phi$	LERMAN (1979)	
$f = \theta/\phi^2$	BEAR (1972)	
$f = \theta^{5/3} / \phi$	WINSAUER et al. (1952)	
$f = \theta^2/\phi$	KROM und BERNER (1980a)	(20)
	McDUFF und ELLIS (1979)	
	ULLMANN und ALLER (1982)	

Beziehung (20), die theoretisch und experimentell gut belegt ist, (ULLMANN und ALLER 1982), ergibt mit Gleichung (3)

$$D_S/D = \frac{1}{\phi f} \quad (21)$$

Die Abhängigkeit des Formationsfaktors von der Porosität wird von ARCHIE (1942) empirisch als: $f = \phi^{-m}$ beschrieben. Der Autor gibt für Sande und Sandsteine $m = 1,3 - 2$ an. Für Tone rechnen MANNHEIM und WATERMANN (1974) mit $m = 2,5 - 5,4$. LERMAN (1978) gibt als allgemeine Näherung $m = 2$ an.

Widerstandsmessungen von ANDREWS und BENNETT (1981) haben in gutsortiertem Sand von geringem Wassergehalt $f = 0,977\phi^{-2,077}$ und in Sediment mit hohem Ton- und Wassergehalt $f = 0,972\phi^{-2,793}$ ergeben. Für die Durchführung dieser Messungen war von ihnen durch Wasserzusatz in den natürlichen Sedimenten ein Spektrum verschiedener Porositäten erzeugt worden.

Um diese verschiedenen Beziehungen zu überprüfen, wurden die ermittelten Werte für D_S/D gegen ϕ , die mittlere Porosität, aufgetragen (Abb.69 und 70). Die häufig verwendete Beziehung $D_S/D = \phi^2$ (KROM und BERNER 1980a; ALLER 1980b; BALZER 1984) ist als Kurve in Abb.69 eingezeichnet. Es zeigt sich, daß diese Beziehung nur für die Schlicksedimente als Näherung gelten kann.

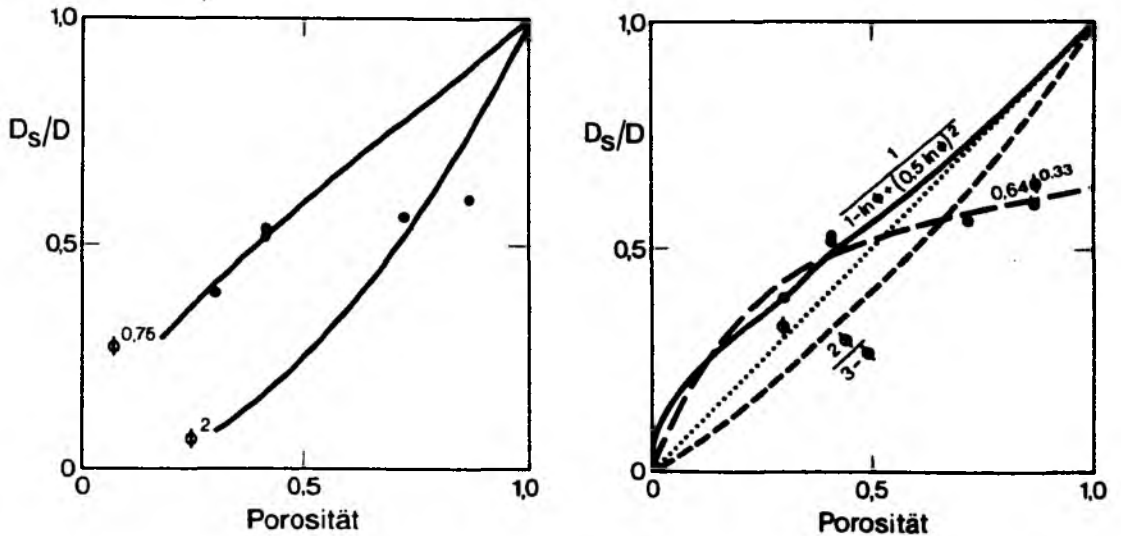


Abb. 69 und 70: Beziehung zwischen D_S/D und der Porosität ϕ

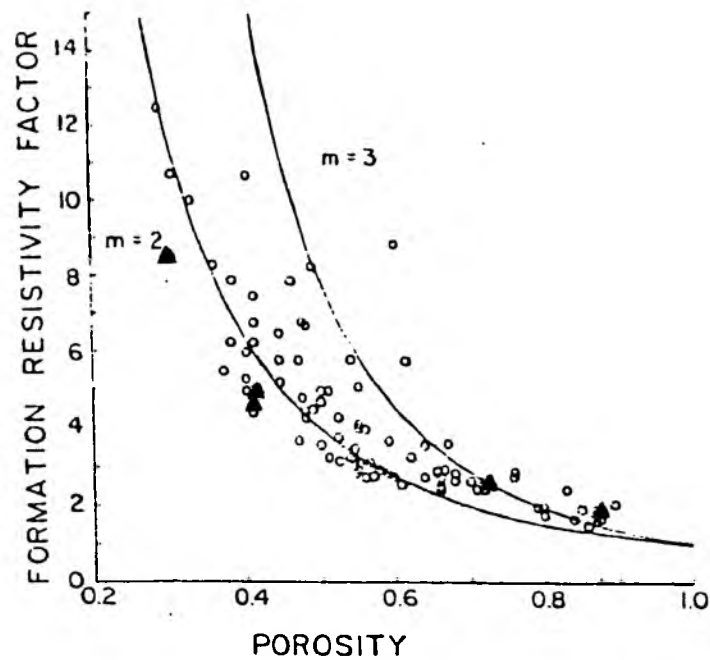
Die Sandsedimente der 17 m und 20 m Tiefenstation lassen sich mit $r = 0,98$ durch die Gleichung $D_S/D = \phi^{0,75}$ beschreiben, die ebenfalls in Abb.69 dargestellt ist. Den Verlauf anderer Relationen zwischen D_S/D und ϕ zeigt Abb.70. Entsprechend Gleichung (17) wurde an die Meßwerte die Potenzfunktion $0,64\phi^{0,33}$ angepaßt ($r = 0,89$). Die Kurve hat jedoch an der Stelle $\phi = 1$ mit $D_S/D = 0,64$ keine physikalische Erklärung, es sei denn man nimmt einen zusätzlichen Diffusionswiderstand an der Grenzfläche an. Die Beziehungen $D_S/D = \phi$ und $D_S/D = 2\phi/(3-\phi)$ (Gleichung 18) wiesen keine Korrelation auf. Für die Sandsedimente kann der Verlauf von $\frac{1}{1 - \ln\phi + (0,5 \ln\phi)^2}$ (Gleichung 19) als Näherung mit $r = 0,87$ betrachtet werden. Insgesamt ergeben diese Gleichungen keine befriedigende Beschreibung des Zusammenhanges zwischen D_S/D und der Porosität.

Da die Formationsfaktoren über Widerstandsmessungen relativ leicht zu erhalten sind, gibt es in der Literatur eine Reihe von Zahlenangaben. Um diese mit den eigenen Ergebnissen vergleichen zu können, wurden Formationsfaktoren mit Gleichung (21) aus D_S/D und ϕ berechnet (Tab.16).

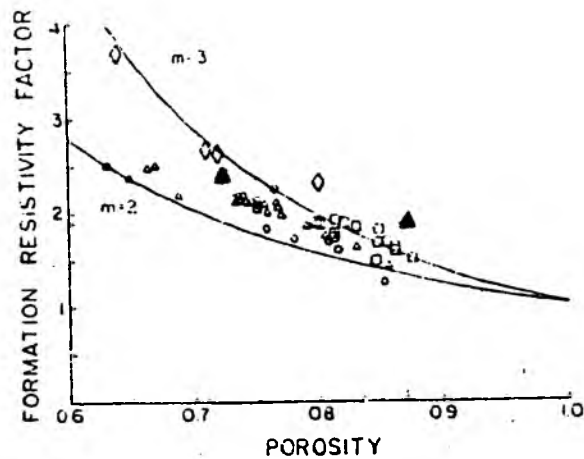
ULLMANN und ALLER (1982) haben durch Auswertung einer großen Anzahl Literaturdaten den Zusammenhang zwischen f und ϕ untersucht. Sie kommen zu

dem Ergebnis, daß sich dieser Zusammenhang mit der Größe von ϕ ändert. Unterhalb einer Porosität von 0,7 geben sie die Relation von $f = \phi^{-2}$ und oberhalb einer Porosität von 0,7 $f = \phi^{-3}$ an, das entspricht (Gleichung 21) $D_S/D = \phi$ und $D_S/D = \phi^2$.

Wenn die für Boknis Eck berechneten Formationsfaktoren in die von ULLMANN und ALLER zusammengestellte Übersicht von f in Abhängigkeit von ϕ eingetragen werden (Abb.71), zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit ihrem Modell. Der Formationsfaktor der Sandsedimente aus 17 m und 20 m Wassertiefe liegt dabei etwas niedriger als ϕ^{-2} , der genaue Wert beträgt $f = \phi^{-1,75}$ bzw. $D_S/D = \phi^{0,75}$. Zusammenfassend kann als einfache Beziehung zur Abschätzung von D_S bei Boknis Eck für die Sandsedimente $D_S/D = \phi^{0,75}$ und die Schlicksedimente $D_S/D = \phi^2$ angegeben werden.



Daten von MANHEIM und WATERMANN (1974)
 Die geplotteten Kurven sind $f = 1/\phi^m$ für $m = 2$ und $m = 3$.
 Für $\phi \geq 0,7$ ist $m = 3$ die beste Anpassung an die Daten,
 für $\phi \leq 0,7$ ist $m = 2$ die beste Anpassung.



Beziehung zwischen f und ϕ
 □ -Mud Bay, Station 5; ○ -Long Island Sound, Station NWC;
 △ -Florida Bay, Captain Key Bank; ◇ -aus KROM und BERNER (1980a),
 JØRGENSEN (1979), GOLDBABER et al. (1977), LI und GREGORY (1974).

Abb. 71: aus ULLMANN und ALLER (1982)

▲ diese Arbeit

II. "EFFEKTIVE" SEDIMENTDIFFUSIONSKOEFFIZIENTEN UND BIOTURBATION

Im Vergleich mit dem Vorgehen anderer Autoren soll die Eignung der Tracerexperimente und des 2-Schichtendiffusionsmodells zur Beschreibung der Bioturbation behandelt werden. Zur Diskussion der Diffusionskoeffizienten-ermittlung und der Abweichungen vom Diffusionsmodell im grenznahen Porenwasser sei auf D.I. verwiesen.

Der Zusammenhang zwischen dem Vorkommen bestimmter Arten und dem Bioturbationskoeffizienten wird, soweit wie möglich, dargestellt.

Die Ergebnisse der Bioturbationsexperimente im Flachwasser bei Boknis Eck werden im Hinblick auf einen typischen Jahresgang gewichtet und mit den Ergebnissen aus der Tiefsee verglichen.

1. Diskussion der Methode

Für die überwiegende Zahl der Experimente konnte die Vielfalt der individuellen Bioturbationsaktivitäten mit den Diffusionsgesetzen als ungerichtete Bewegung charakterisiert werden. Entgegen diesem Modell war das Porenwasser in einem Experiment fast vollständig vermischt worden, in zwei weiteren Fällen war es zu Porenwasseraustausch innerhalb des Sedimentes zwischen einzelnen Sedimenthorizonten gekommen. Bis auf diese Ergebnisse, bei denen jeweils Halicryptus spinulosus beteiligt war, hatten andere Individuen nicht zu einem Abweichen von der diffusionskontrollierten Tracerverteilung (in Form einzelner Konzentrationsmaxima o.ä.) geführt.

In stärker bioturbierten Sedimenten lieferte das Diffusionsmodell nach den Angaben von McCaffrey et al. (1980) keine befriedigende Ergebnisse, da die Porenwassergradienten bei den von ihnen untersuchten Sedimenten eliminiert waren. Die Autoren arbeiteten mit einem Biopumpmodell, wobei der Wasseraustausch zwischen zwei gut durchmischten Reservoiren, der Wassersäule und dem Porenwasser berechnet wurde. Dieser Ansatz vernachlässigte jedoch die Diffusion und ging von konstanten Pumpraten bis zu einer bestimmten Tiefe aus.

Die Transportvorgänge im Sediment ließen sich in der vorliegenden Arbeit mit einem 2-Schichtenmodell beschreiben, in dem ein biogener

"effektiver" Diffusionskoeffizient in einer oberen Zone vorherrschte und ein molekularer Diffusionskoeffizient den Transport in dem darunter befindlichen Bereich kontrollierte. In den meisten Fällen war ein deutlicher Konzentrationssprung zwischen diesen beiden Zonen zu sehen. In denjenigen Experimenten aus der Antarktis und an der 25 m Tiefenstation, in denen keine besondere Bioturbationszone zu erkennen war, kann mangelnde Bioturbation oder reduzierte Empfindlichkeit der Methode, verursacht durch zu geringe Tracermengen oder zu kurze Versuchsdauer, die Ursache sein. Der bioturbierte Bereich umfaßte im allgemeinen den mit Makrofauna besiedelten Bereich und reichte an der 20 m Station, für den die meisten Messungen vorliegen, bis in 4 cm Tiefe.

Obwohl von vielen Autoren in Arbeiten zur Koppelung von benthischen und pelagischen Systemen die Bedeutung der Bioturbation für den Austausch zwischen dem Porenwasser und der Wassersäule betont wird (ROWE et al. 1975; DAVIS et al. 1975; HARGRAVE und CONNOLLY 1978), existieren bisher keine unabhängigen Messungen zum Beitrag der Makrofauna insgesamt und deren Wechselwirkung mit Prozessen in der Wassersäule. Neben der Ermittlung "effektiver" Diffusionskoeffizienten anhand diagenetischer Modelle (VANDERBORGHT et al. 1977; ALLER 1978) wird in anderen Arbeiten die Differenz zwischen gemessenen und berechneten diffusiven Nährsalzflüssen der Makrofaunaaktivität zugeschrieben. In entsprechender Weise werden D_{eff} aus dem Verhältnis $F_{gem}/\frac{\Delta C}{\Delta x}$ bestimmt. Dieses Vorgehen ignoriert mögliche Abbauvorgänge an der Sedimentoberfläche bzw. Prozesse in der Sedimentsäule und kann eine Überschätzung des D_{eff} beinhalten.

In einem Tracerexperiment mit $^{22}Na^+$ als Tracer wurde von McCAFFREY et al. (1980) entsprechend der Diffusion aus einer gut gerührten Lösung in ein poröses Medium (CRANK 1970) ein biogen beeinflusster Austauschkoeffizient ermittelt. Unter Vernachlässigung der molekularen Diffusionskoeffizienten berechneten die Autoren mit diesem Austauschkoeffizienten "effektive" Nährsalzflüsse. Demgegenüber konnte für die Sedimente aus der Eckernförder Bucht und der Antarktis gezeigt werden, daß der diffusive Fluß bei der Nährsalzrückführung nicht zu vernachlässigen ist.

Als direkte Methode für die Untersuchung der Austauschprozesse über die Grenzfläche eignet sich die Messung der natürlichen $^{222}Radon$ flüsse in das

Bodenwasser (IMBODEN und EMERSON 1976). MARTENS und KLUMP (1980), die den saisonalen Verlauf der Radonflüsse in einem C_{org}-reichen Gebiet gemessen haben, schreiben die vorgefundenen Variationen jedoch abiotischem Transport entlang von Methangaswegen durch das Sediment zu. Über ²²²Radon-Bilanzrechnungen in Hudson Bay fanden HAMMOND et al. (1977), daß der diffusive Fluß nur 40 % des gesamten Eintrages aus dem Sediment ausmachte. Die restlichen 60 % führen die Autoren jedoch nicht auf Bioturbation zurück, sondern auf physikalisch bedingte Durchmischung durch Tideströme und Erosionen an der Sedimentoberfläche.

Um zwischen diffusivem und biogenem Transport zu unterscheiden, wurden von VAN DER LOEFF et al. (1984) ²²Na⁺- und Silikatflüsse in natürlichem und sauerstoffreduziertem Sediment gemessen. In ähnlicher Weise wurden von anderen Autoren (FLINT und KAMYKOWSKI 1984) Nährsalzflüsse in natürlichem und vergifteten Sediment miteinander verglichen. In beiden Fällen kann nicht davon ausgegangen werden, daß die vergifteten Sedimente oder die Verhältnisse bei O₂-Defizit den Nährsalzflüssen ohne Bioturbation entsprechen. Einzelne Organismen besitzen unterschiedliche O₂-Mangelresistenzen und in der vorliegenden Arbeit wurde auch unter Sauerstoffmangel Bioturbationsaktivität gefunden. Ebenso erwiesen eigene Untersuchungen in den mit PCP vergifteten Experimenten, daß beim Absterben der Fauna Artefakte wie z.B. autolytische Nährsalzfreisetzung auftreten können oder es zu einer plötzlichen Regeneration der Bakterien mit gesteigerter Aktivität kommen kann.

Noch schwieriger zu interpretieren sind Untersuchungen wie von POMROY et al. (1983), die mit Hilfe einer multiplen linearen Regressionsanalyse eine Beziehung zwischen Ammoniumfreisetzung und der Biomasse aufstellten, aufgeschlüsselt nach Polychaeten, Mollusken und "anderer Makrofauna". Das beinhaltet jedoch nicht, daß Bioturbation für diesen Zusammenhang verantwortlich ist. Für Nitrat oder O₂-Respiration fanden diese Autoren keine Relation zur Biomasse. Demgegenüber hat sich die direkte Bestimmung der molekularen Diffusion mit konservativen Tracern in Sedimenten ohne Makrofauna und der Vergleich mit effektiven Diffusionskoeffizienten als beste Methode für die Ermittlung der Bioturbation erwiesen.

2. Bioturbation und Arten

Da das Sediment im allgemeinen eine Vielfalt an Organismen aufwies, deren individuelle Aktivitäten sich in ihrer Gesamtheit mit dem Diffusionsmodell beschreiben ließen, war ein Zusammenhang zwischen Größe der Bioturbation und dem Vorkommen einzelner Arten nur in wenigen Fällen abzuleiten. Erschwert wurde eine Zuordnung zusätzlich dadurch, daß die Tiere sowohl Phasen von Aktivität wie auch von Ruhe haben können, z. B. waren im Herbst 1982 ein Nephtys spec. und ein Pectinaria koreni offenbar Verursacher eines Bioturbationskoeffizienten von 1,7 (Abb.41), während im März 1983 dieselben Spezies zu keiner Erhöhung des Porenwasserflusses führten. In diesem Sediment ohne Bioturbation waren ebenfalls mehrere Syndosmya alba vertreten, wohingegen das Bioturbationsexperiment mit der größten vorgefundenen Zahl S. alba (27 Ind./Kern) vom Herbst 1982 einen K_{Bio} von 4,9 aufwies (Abb.39). Dieser Kern enthielt jedoch gleichzeitig 8 Astarten, deren Vorkommen jedesmal mit Bioturbation verbunden war. Sogar ein Sediment, das -außer mit 4 Spioniden- nur mit 3 Astarten besiedelt war, besaß noch einen K_{Bio} von 2,1. Diese Ergebnis dürfte auf die gute Beweglichkeit der Astarten im Sediment zurückzuführen sein, die auch von DOLD (1980) betont wird. So berichtet er, daß von diesen Mollusken, die mit 15 cm Grobsand bedeckt worden waren, 90 % wieder die Oberfläche erreichten.

Ein eindeutiger Zusammenhang konnte zwischen dem Auftreten von Halicryptus spinulosus und verstärktem Tracertransport in das Porenwasser hergestellt werden. In einem Fall war es sogar zu einer fast vollständigen Durchmischung des Porenwassers gekommen; in 2 weiteren Fällen konnte noch in größeren Sedimenttiefen Tracer nachgewiesen werden. Auch wenn Halicryptus spinulosus Gänge ohne echte Wand erzeugt, scheinen diese nach eigenen Beobachtungen doch relativ stabil zu sein und eine Verbindung zur Wassersäule zu halten. Sicher spielt auch eine Rolle, daß H. spinulosus relativ bewegungsaktiv ist, wobei der gesamte Körper zusammen gezogen und gestreckt wird.

Für einen wichtigen Polychaeten der Kieler Bucht, Nephtys spec., waren die Ergebnisse nicht so eindeutig, da Nephtys spec. entweder zusammen mit

H. spinulosus oder anderen bioturbationsaktiven Spezies im Sediment gefunden wurde. Obwohl Nephtys sich wie H. spinulosus durch das Sediment gräbt, wurden keine stabilen Gänge oder eine beständige Verbindung zur Sedimentoberfläche beobachtet. So konnte in keinem Fall eine erhöhte Tracerkonzentration in einer bestimmten Sedimenttiefe direkt der Tätigkeit eines Nephtys spec. zugeordnet werden.

Pectinaria koreni, der nach der Sauerstoffmangelsituation von 1981 nicht mehr so weit verbreitet war wie zuvor, trat in den meisten Fällen zusammen mit anderen bioturbationsaktiven Organismen auf. Nur im Experiment vom Winter 1983 kann die Bioturbation mit $K_{Bio} = 2,3$ im wesentlichen auf 2 dieser Spezies zurückgeführt werden. Der Bioturbationskoeffizient von 22,7, der nach der Sedimentation der Frühjahrsblüte 1980 erhalten wurde, wird im wesentlichen auf die Aktivität von Pectinaria koreni, der zu der Zeit häufigsten Makrofaunaart zurückzuführen sein.

Umgekehrt zeigten die Ergebnisse, insbesondere das Bioturbationsexperiment vom 5.5.1982 mit 269 Polydora ciliata und einem K_{Bio} von nur 1,6, daß die Spioniden wenig Bedeutung für die Bioturbation besitzen. Das dürfte darauf beruhen, daß ihr Atemwasserstrom in einem geschlossenen System durch die U-Röhre geführt wird (HEMPEL 1957), ferner die Spioniden zu klein sind, um mit dieser Methode erfaßt zu werden.

Capitella capitata, ein Polychaet, der als Opportunist bekannt ist (ROSENBERG 1976), wurde im Untersuchungszeitraum nur einmal in einem Sediment der 25 m Station ohne einen besonderen Anteil an Bioturbation vorgefunden.

Auch für die epibenthischen Räuber Harmothoe sarsi und Anatides spec., die sich hauptsächlich auf der Sedimentoberfläche befanden, wurde kein Einfluß auf den Porenwasserfluß festgestellt.

Der Polychaet Scoloplos armiger, der auch in größere Sedimenttiefen vordringen kann, scheint ebenfalls keine besonderen Beitrag zur Bioturbation zu leisten. Im Herbst 1982 an der 25 m Station im Beispiel (Abb. 41), bei dem S. armiger in 3 - 3,5 und 6 - 7 cm gefunden wurde, war kein erhöhter Tracertransport in diese Sedimenttiefen aufgetreten. In der Parallelprobe (Abb. 40) mit 1 S. armiger wurde kein Einfluß von Bioturbation gemessen. Das mag darauf beruhen, daß dieser Wurm sehr dünn ist und keine be-

ständigen Gänge erzeugt.

Wie zu erwarten, war der Einfluß der Bodenorganismen auf den Wasseraustausch auch von ihrer Größe abhängig. Die geringe Bedeutung der Meiofauna für die Tracerexperimente bei Boknis Eck zeigte sich ebenfalls durch Vergleich mit den Untersuchungen von BACHLER (1981). Eine Berechnung der Diffusionskoeffizienten für seine Experimente, aus denen nur die Makrofauna entfernt worden war, ergab ähnliche Werte wie die molekularen Diffusionskoeffizienten dieser Arbeit.

Rückschlüsse auf die Bedeutung von Diastylis rathkei, der in einigen Experimenten sehr zahlreich war, können gezogen werden, wenn der Bioturbationskoeffizient der am besten untersuchten 20 m Station gegen die Makrofaunaindividuenzahl/Kern (ohne Berücksichtigung der Spioniden) aufgetragen wird. Wie anhand Abb.72 zu sehen ist, weisen die Experimente vom April 1983 und Oktober 1982 eine relativ geringe Bioturbation auf. Ihre Makrofauna setzte sich im April zur Hälfte und im Oktober zu einem Fünftel aus Diastylis rathkei zusammen. Das läßt vermuten, daß dieser Kleinkrebs in den Experimenten keine große Rolle spielte, bzw. nur in der Schicht, in der er lebt (0 - 1 cm). Ein Zusammenhang zwischen der Höhe des Bioturbationskoeffizienten und der Anzahl der Tiere im Sediment ist zu sehen, wenn neben den Spioniden auch Diastylis rathkei in der Darstellung unberücksichtigt bleiben (s.Abb.73).

Insgesamt kann bis auf Halicryptus spinulosus und eventuell die Astarten keine direkte Auswirkung einzelner Organismen auf den Porenwasserfluß aufgezeigt werden. Dies steht in Einklang mit der modellmäßigen Beschreibung der Bioturbation durch die Diffusionsgesetze als insgesamt ungerichteter Vorgang.

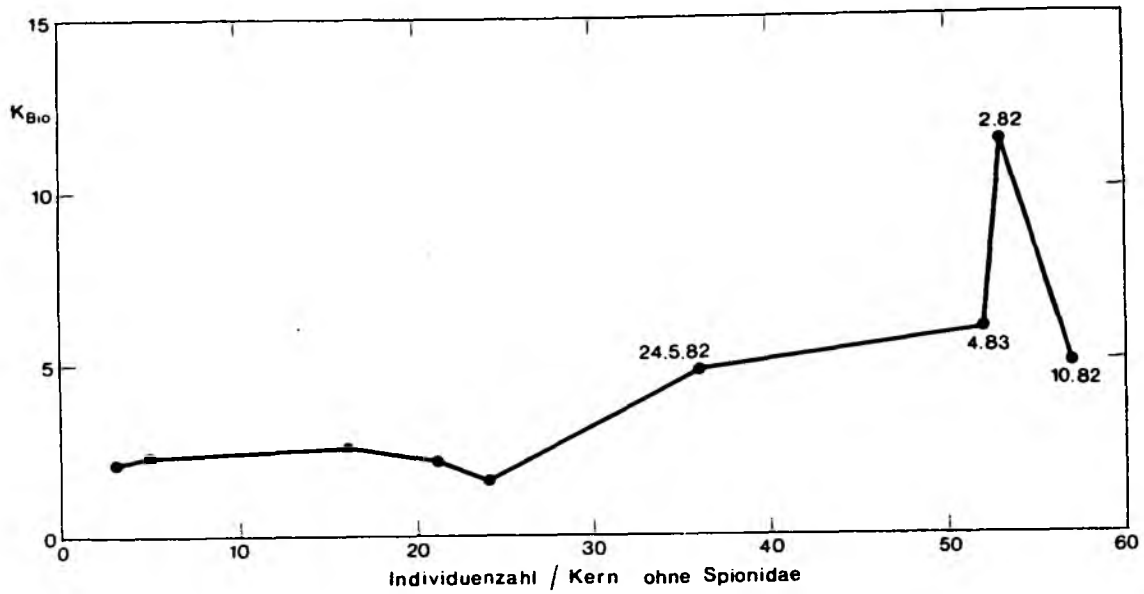


Abb. 72: Zusammenhang zwischen dem Bioturbationskoeffizienten K_{Bio} und der Individuenzahl/Kern ohne Berücksichtigung der Spioniden

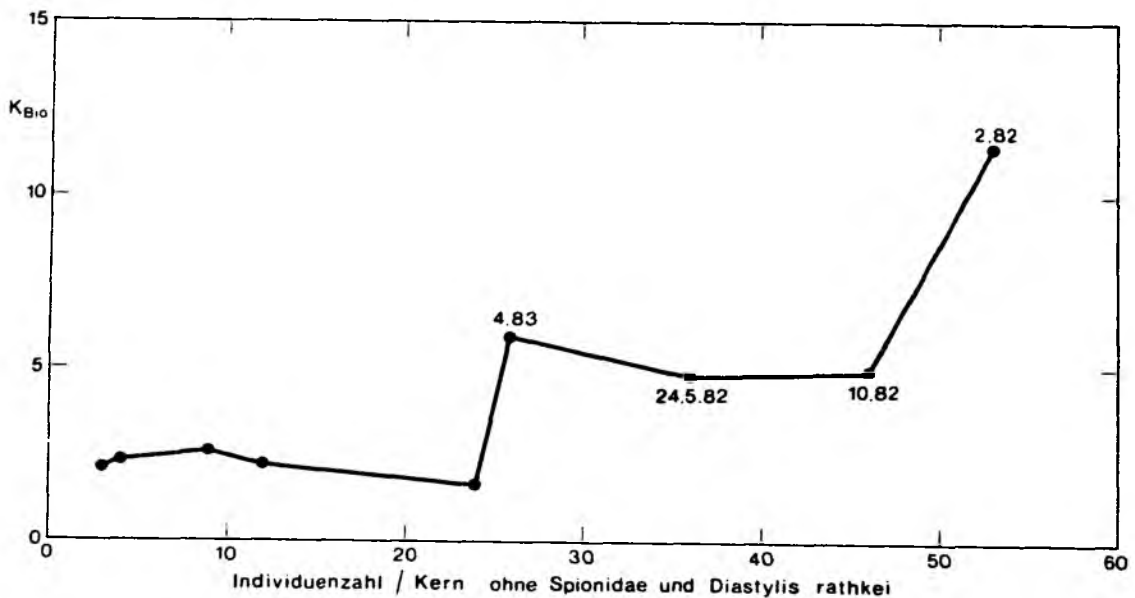


Abb. 73: Zusammenhang zwischen dem Bioturbationskoeffizienten K_{Bio} und der Individuenzahl/Kern ohne Berücksichtigung der Spioniden und Diastylis rathkei

3. Saisonalität der Bioturbation bei Boknis Eck

Für die 20 m Station soll im folgenden ein Überblick über den Jahresverlauf des Bioturbationskoeffizienten gegeben werden. Während die Winterwerte 1983 zwischen 2,3 und 2,6 lagen, wurde 1982 bei einer für winterliche Verhältnisse ungewöhnlich hohen Besiedlungsdichte ein K_{Bio} von 11,4 gefunden, der vermutlich auf losgerissene Makrophyten oder nicht abgebautes Material der Herbstblüte zurückzuführen ist. Das kann eine Folgeerscheinung der ausgeprägten Sauerstoffmangelsituation vom Sommer 1981 sein, die durch eine längere anoxische Periode im Sediment zu verringerten Abbauraten des sedimentierten Materials der Herbstblüte führte. Gleichzeitig wurde der bioturbationsaktive Halicryptus spinulosus, der bis dahin nur in den Schlicksedimenten aufgetreten war, an der 20 m Tiefenstation gefunden. Erhöhte Aktivitäten zum Jahresbeginn 1982 werden ebenfalls von GRAF et al. (1983) und MEYER-REIL (1983) anhand biochemischer und mikrobieller Parameter berichtet, so daß ein Zufallsergebnis ausgeschlossen werden kann.

Im Sommer wurden Bioturbationskoeffizienten von 2,1 und 2,2 gefunden, die in der Größenordnung der durchschnittlichen Winterwerte lagen. Auffallend war Anfang Mai 1982 ein Massenauftreten des Opportunisten Polydora ciliata, der selber nicht zu meßbarem Wasseraustausch führte, jedoch als Nahrung für nachfolgende bioturbationsaktive Organismen wie Halicryptus spinulosus dienen kann (WEIGELT 1985). Ende Mai 1982 wurden mehrere dieser Priapuliden an derselben Station gefunden, wobei der Bioturbationskoeffizient auf 4,8 gestiegen war.

Zu Zeiten mit Sauerstoffmangel am Meeresboden ging der Anteil der Bioturbation zurück. Daneben wurden unerwartete Beispiele biogener Aktivität in Schlicksedimenten und an der 20 m Station im Sommer 1982 gefunden. Sie beruhen auf O_2 -Mangel resistenten oder wiederbesiedelnden Arten, von denen Halicryptus spinulosus besonders erwähnt werden soll.

Die Sedimentationsereignisse bei Boknis Eck führten zu gesteigerter Aktivität des Benthos vor allem im Frühjahr mit Bioturbationskoeffizienten von 5,9 und 22,7 und im Herbst von 4,9.

Eine direkte Temperaturabhängigkeit der Bioturbation konnte nicht fest-

gestellt werden. Die höchsten Bioturbationskoeffizienten wurden nach der Sedimentation der Fröhjahrsblüte bei relativ niedrigen Temperaturen gemessen. Sogar im Winter kam es nach dem Eintrag frischer organischer Substanz zu erheblicher Aktivitätssteigerung der Benthosfauna. Umgekehrt wurden zu Zeiten höherer Bodentemperaturen nicht die größten Bioturbationskoeffizienten gefunden. Offensichtlich spielt die Temperatur nicht die bestimmende Rolle für die Vorgänge im Sediment. In Übereinstimmung mit den Untersuchungen von MEYER-Reil (1983), SCHULZ (1983) und GRAF et al. (1983) zeigte sich auch für die Bioturbation die Bedeutung von Sedimentationsereignissen und des damit verbundenen Nahrungsangebotes.

Für die Berechnung eines auf das Jahr bezogenen Beitrages der Bioturbation wurde von typischen Werten ausgegangen und Ereignisse, wie z.B. im Februar 1982, die nur in einem Jahr auftraten, nicht berücksichtigt.

Tab.17 gibt an, wie der Jahresmittelwert für die 20 m Tiefenstation erhalten wurde. Der Winterwert wurde den Monaten November bis März zugeordnet, die Aktivitätserhöhung im Gefolge der Fröhjahrs- und Herbstsedimentation auf je einen Monat bezogen. Der Sommer umfaßte die Monate Mai bis Juli und die Sauerstoffmangelsituation wurde mit 2 Monaten angenommen. Auf diese Weise ergibt sich im Mittel ein Bioturbationskoeffizient von 3,4.

Tabelle 17: Saisonale Abhängigkeit des Bioturbationskoeffizienten
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

	Winter	Sedimentation Frühj.Blüte	Sommer	Sauerstoffmangel Sommer	Sedimentation Herbstblüte
Monate	Nov./März	April	Mai-Juli	Aug.-Sept.	Okt.
	5	1	3	2	1
K _{Bio}	2,3-2,6	5,9 u.22,7	2,1-2,2	1,0-2,0	4,9
\overline{K}_{Bio}	2,45	14,3	2,15	1,5	4,9

In 25 m Wassertiefe lagen die Bioturbationskoeffizienten im Winter und Sommer ähnlich wie an der 20 m Station bei ungefähr 2. Dagegen führten Sedimentationsereignisse an der Schlickstation in 25 m nicht zu vergleichbaren Aktivitätserhöhungen. Nach der Sedimentation der Frühjahrsblüte betrugen die Werte 1,1 und 2,7 und nach der Herbstblüte 1,1 und 1,7. Bei einer Mittelwertbildung über das Jahr entsprechend der 20 m Station ergibt sich ein Bioturbationskoeffizient von 1,8 (Tab.18).

Tabelle 18: Saisonale Abhängigkeit des Bioturbationskoeffizienten
Boknis Eck 25 m Tiefenstation

	Winter	Sedimentation Frühj.Blüte	Sommer	Sauerstoffmangel Sommer	Sedimentation Herbstblüte
Monate	Nov.-März	April	Mai-Juli	Aug.-Sept.	Okt.
	5	1	3	2	1
K _{Bio}	1,7-1,9	1,1 u.2,7	2,1-2,6	1,1	1,1 u.1,7
K _{Bio}	1,8	1,9	2,35	1,1	1,4

Die 28 m Tiefenstation wies im Winter keine Bioturbation auf. Nach der Sedimentation der Frühlingsblüte wurden Bioturbationskoeffizienten der Größe 1,2 und 4,5 gefunden (s.Tab.19)

Auch während der Sommerstagnation wurde in einem Experiment ein K_{Bio} von 15 gemessen, während in der Parallelprobe keine Bioturbation auftrat. In beiden Fällen ging der verstärkte Wasseraustausch auf die Aktivität eines oder zweier Halicryptus spinulosus zurück. Bioturbation tritt an der 28 m Station offensichtlich nur bei Vorhandensein dieses Priapuliden auf.

Ein mittlerer Jahresbioturbationskoeffizient kann hier nicht angegeben werden, da die Verbreitung von H. spinulosus im Sediment nicht bekannt ist. Sie ist offenbar Schwankungen in Abhängigkeit von den Umweltbedingungen unterworfen. Zusätzlich ist seine Bioturbationsaktivität in erheblichem Umfang von seiner Größe bestimmt. Lange Zeit galt Halicryptus spinulosus als H₂S-Schlickbewohner (KÜHLMORGEN und HILLE 1965) und wurde im "Hausgarten" Areal nur in den Schlicksedimenten gefunden. Nach dem ausgedehnten O₂-Mangel des Jahres 1981 drang er bis in die 20 m Tiefe vor und erreichte fast 50% Gewichtsanteile an allen Stationen. In der Rinnensohle trug er sogar zu einer Verdoppelung der Biomasse bei (WEIGELT 1985). Aufgrund seiner Sauerstoffmangelresistenz oder als schneller Wiederbesiedler (z.B. im

Februar 1982 mit 5 kleinen Vertretern), scheint er von Stresssituationen zu profitieren. Bemerkenswert ist seine ausgeprägte bioturbate Aktivität, die bei sauerstoffhaltigem Bodenwasser die Regeneration des Sedimentes beschleunigen kann (s. auch die Ergebnisse der Nährsalzuntersuchungen C.III.).

Tabelle 19: Saisonale Abhängigkeit des Bioturbationskoeffizienten
Boknis Eck 28 m Tiefenstation

	Winter Nov.-März	Sedimentation Frühjahrsblüte	Sauerstoffmangel Sommer
		April	Aug.-Sept.
Monate	5	1	2
K _{Bio}	1,0	1,2 u. 4,5	1,0 u. 15,0

In den Sommermonaten wurden zusätzlich zu den Stationen in 20 m bis 28 m Tiefe die biogenen Transportraten für die 15 m und 17 m Wassertiefen untersucht. Zu dieser Jahreszeit waren die flacheren Sedimente noch reich an Fauna, da sie nicht in dem Maße wie die tieferen Zonen Sauerstoffmangel unterlagen. Während im August 1980 die Makrofauna in 20 m Tiefe fast ausgestorben war, trat in 15 m Wassertiefe noch Bioturbation auf. Im Juni 1982 kam es in 17 m zu einem Bioturbationskoeffizienten von größer als 10 gegenüber einem Wert von ca. 2 in 20 m und 25 m.

4. Antarktischer Kontinentalrand

Während der Meteor-Fahrt in die Antarktis war kein Bioturbationseffekt in der Tiefsee in 1000-3000 m Wassertiefe zu messen. Nur für Station 290 in der Bransfield Straße aus ca. 1000 m Tiefe ist ein Bioturbationsbeitrag

nicht auszuschließen. Bei diesen Experimenten mit Sedimenten aus Tiefen >1000 m kann es zu Dekompressionsschäden der Fauna gekommen sein, obwohl neuere Untersuchungen auch von erfolgreichen Makrofaunaprobennahmen aus Tiefen bis zu 2000 m berichten (HARGRAVE, Deep Sea Biology Symposium Hamburg 1985). Auffallend hoch war der Bioturbationskoeffizient mit 1,9 und 5,4 in zwei Schlickproben südöstlich von Elephant Island. In beiden Sedimenten war die Meiofaunadichte annähernd so groß wie bei Boknis Eck. In einem sandigen Sediment vom Rand einer Rinne, die die Bransfield Straße mit der Scotia See verbindet, trat (bei Ausschluß von Artefakten) ebenfalls Bioturbation mit einem K_{Bio} von ca. 3 auf.

Wenngleich diese ersten Ergebnisse vom antarktischen Kontinentalrand keine allgemeinen Aussagen zulassen, können sie doch als Hinweis auf bioturbate Aktivität bis in 600 m oder auch 1000 m Wassertiefe gewertet werden.

III. NÄHRsalzflüsse zwischen Sediment und Wassersäule

Der Beitrag der Bioturbation zur Nährsalzrückführung aus dem Sediment wird im Hinblick auf die in anderen Arbeiten aufgetretenen Unterschiede zwischen gemessenen Nährsalzfreisetzungen und berechneten diffusiven Flüssen diskutiert. Mit einer Präzisierung der Rechenmodelle zum diffusionskontrollierten Porenwasserfluß soll geklärt werden, ob diese Diskrepanzen auf der Nichtberücksichtigung der bioturbationsbedingten Wasserströme beruhen.

1. Diskussion der Methode

Die Gesamtnährsalzflüsse wurden anhand der Konzentrationsänderung im überstehenden Wasser ermittelt. Dieses Vorgehen setzt voraus, daß die Flußrate über die Zeit linear ist. Von anderen Autoren (ALLER 1977 in Long Island Sound und ELDERFIELD et al. 1981 in Narragansett Bay) werden lineare Nährsalzfreisetzungen für Inkubationszeiten bis zu 100 Stunden berichtet. In den vorliegenden Untersuchungen konnte dies für Silikat bestätigt werden. Nach ca. 100 Stunden schien die Konzentrationskurve abzuflachen. Nitrat zeigte einen leichten Rückgang des Flusses mit längerer Versuchsdauer, die Ammoniumkonzentration nahm im Winter kontinuierlich ab und schwankte im Frühjahr nach anfänglichem Anstieg um einen Mittelwert. Bei Phosphat trat ein Wechsel von Freisetzung und Festlegung auf, so daß die Flußangabe je nach betrachtetem Zeitraum variieren kann.

Die Porenwasserkonzentrationen bei Versuchsende wurden mit den direkt bei der Probenahme gemessenen Profilen verglichen, um sicher zu stellen, daß die Messungen nicht durch versuchsbedingte Veränderungen im Sedimentkern während der Hälterung beeinflusst wurden. Die Silikat- und Ammoniumkonzentrationen hatten sich während der Inkubationszeit im Winter- und Frühjahrsexperiment nur unwesentlich verändert; hingegen war im Sommer Silikatlösung an der Sedimentoberfläche eingetreten. Die Nitratkonzentration war insbesondere im Frühjahr als Folge von Nitrifikation an der Grenzfläche angestiegen. Bei Phosphat waren im Verlaufe des Experimentes keine wesentlichen Veränderungen eingetreten, im Frühjahr war die Konzentration bei Ver-

suchsende etwas geringer als sofort nach der Probenahme. Das kann auf dem bioturbationsbedingten Sauerstoffeintrag beruhen, der vermutlich zur Phosphatfestlegung im Sediment führte (BALZER et al. 1983). Insgesamt wird davon ausgegangen, daß die Bedingungen während der Inkubation den "in situ" Vorgängen entsprachen.

Eingedenk der möglichen Variationen in benthischen Flußmessungen, auf die auch NIXON et al. (1980) hinweisen, und die auf kleinräumigen Änderungen in den Sedimenteigenschaften beruhen, wurden die in früheren Jahren an derselben Station gewonnenen Ergebnisse zum Vergleich herangezogen (Tab.20). Die Versuche von BALZER (1984) wurden 1975 und 1976 "in situ" in einer Glocke durchgeführt, die Experimente von POLLEHNE (1981) "in vitro" in Sedimentkästen in den Jahren 1978 und 1979. Die Si-Flüsse lagen 1983 insgesamt etwas höher als in den Jahren zuvor. Der saisonale Verlauf zeigte jedoch dieselbe Entwicklung: Die niedrigsten Freisetzungen traten im Winter auf, das Maximum lag im Frühjahr, und die sommerlichen Raten wurden weiterhin auf hohem Niveau vorgefunden. Für Stickstoff wurde im Winter 1983 dieselbe Freisetzung wie 1976 von BALZER gemessen, der Frühjahrswert 1983 war etwas niedriger als 1976, lag jedoch in derselben Höhe wie 1978. Unter Winterverhältnissen wurde sowohl 1979 wie auch 1983 Phosphatfestlegung festgestellt, während im Glockenversuch 1975 Phosphat in geringem Maße freigesetzt wurde. Im Frühjahr 1983 war der Phosphatfluß der niedrigste, der bisher an dieser Station gemessen wurde. Das kann mit der hohen Sauerstoffsättigung des Sedimentes im April 1983 zusammen hängen, die sich auch in der angestiegenen Nitratkonzentration des Porenwassers und im Überwiegen des Nitratanteils am Stickstofffluß äußerte. Damit in Übereinstimmung waren die Phosphatporenwasserkonzentrationen 1983 geringer als in den Jahren zuvor.

Insgesamt gesehen können die in den Sedimentkernen gewonnenen Ergebnisse des Jahres 1983 als typisch für den "Hausgarten" betrachtet werden und als Grundlage für den Vergleich mit berechneten diffusiven und bioturbaten Flüssen dienen.

Tabelle 20: Gesamte Nährsalzflüsse zwischen Porenwasser und Wassersäule
Ergebnisse aus verschiedenen Jahren
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

		W i n t e r		
		SiO ₄ -Si [μmol m ⁻² d ⁻¹]	N _{ges} [μmol m ⁻² d ⁻¹]	PO ₄ -P [μmol m ⁻² d ⁻¹]
BALZER(1984)	2/1975	690	134	16
POLLEHNE(1981)	2/1979	112	50	Festlegung
Diese Arbeit	3/1983	864	125	-11
		F r ü h j a h r		
		SiO ₄ -Si [μmol m ⁻² d ⁻¹]	N _{ges} [μmol m ⁻² d ⁻¹]	PO ₄ -P [μmol m ⁻² d ⁻¹]
BALZER(1984)	5/1976	2078	476	63
POLLEHNE(1981)	3/1978	1991	377	25
Diese Arbeit	4/1983	2242	371	10
		S o m m e r		
		SiO ₄ -Si [μmol m ⁻² d ⁻¹]		
BALZER(1984)	8-9/1975	1576		
POLLEHNE(1981)	10/1979	1124		
Diese Arbeit	6/1983	1846		

2. Die Rolle von Diffusion und Bioturbation für die Nährsalzrückführung

2.1. Die Ergebnisse von Boknis Eck im Vergleich mit anderen Untersuchungsgebieten

Zur Untersuchung der für die Nährsalze bedeutenden Transportprozesse wurden die diffusions- und bioturbationsbedingten Porenwasserflüsse und ihr Anteil an den im überstehenden Wasser gemessenen Gesamtflüssen berechnet.

Dieses Vorgehen setzt voraus, daß die Nährsalzfreisetzung im wesentlichen durch Transport aus dem Sediment bestimmt wird. Wenn der Großteil der Remineralisierung an der Sediment/Wasser-Grenzfläche vor sich geht und die Rückführung an die Wassersäule direkt von der Sedimentoberfläche erfolgt, spielt der bioturbate Beitrag der Makrofauna nur eine geringere Rolle.

Die Diffusion zwischen Porenwasser und Wassersäule wurde, wie unter B.III.2. beschrieben, nach dem Fickschen Gesetz berechnet. Die Ergebnisse und verwendeten Parameter sind in Tab.21 zusammengefaßt.

Silikat

Der von WOLLAST und GARRELS (1971) in Seewasser ermittelte Diffusionskoeffizient von $10,0 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (25°C) wurde nach der Stokes-Einstein-Beziehung (Gleichung 10) auf die Versuchstemperatur von 4°C bzw. 5°C bezogen und um den ermittelten Umrechnungsfaktor für den Einfluß des Sedimentes D_s/D modifiziert. Als Porosität wurde der im Sediment der 20 m Station gemessene mittlere Wert von 0,41 eingesetzt. Mit Gleichung (12B) ergab sich für die diffusiven Flüssen: 212 (Winter), 439 (Frühjahr) und $615 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ SiO}_4\text{-Si}$ (Sommer). Sie zeigten aufgrund der gestiegenen Porenwasserkonzentrationen an der Grenzfläche eine steigende Tendenz zur Jahresmitte hin.

Tabelle 21: Vergleich gemessener Gesamtnährsalzflüsse (F_{ges}) und berechneter diffusiver Flüsse (F_{diff}) und "effektiver" Flüsse (F_{eff}) Boknis Eck 20 m Tiefenstation 1983

	Datum	$C_{0,25cm}$ [$\mu mol\ dm^{-3}$]	C_0	$D_S \cdot 10^6$ [$cm^2 s^{-1}$]	F_{diff}^* [$\mu mol\ m^{-2} d^{-1}$]	F_{diff}^{**}	K_{Bio}	F_{eff}^* [$\mu mol\ m^{-2} d^{-1}$]	F_{eff}^{**}	F_{ges} [$\mu mol\ m^{-2} d^{-1}$]	F_{eff}^*/F_{ges}
SiO ₄ -Si	04.03.	70	15	2,7	212	41	2,6	551	107	864	0,64
	11.04.	140	26	2,7	439		5,9	2590		2242	1,16
	20.06	210	56	2,7	615		2,2	1354		1846	0,73
N _{ges}	04.03.				102		2,6	265		125	2,12
	11.04.				60		5,9	355		371	0,96
NH ₄ -N	04.03.	20	3,3	5,8	136		2,6	354		-74	
	11.04.	12	5,0	5,8	57		5,9	337		44	
NO ₃ -N	04.03.	3,0	7,2	5,7	-34		2,6	-89		199	
	11.04.	7,9	7,5	5,7	3		5,9	19		327	
PO ₄ -P	04.03.	11	1,4	2,2	30		2,6	77		-11	
	11.04.	3,8	1,8	2,2	6		5,9	36		10	

$$F_{diff}^* = - \phi D_S (C_{0,25cm} - C_0) / 0,25$$

$$F_{diff}^{**} = - \phi D_S (C_0 - C_S) \sqrt{(K/D_S)}$$

$$F_{eff}^* = - \phi K_{Bio} D_S (C_{0,25cm} - C_0) / 0,25$$

$$F_{eff}^{**} = - \phi K_{Bio} D_S (C_0 - C_S) \sqrt{(K/D_S)}$$

Der bioturbate Transport wurde durch Vergrößerung der Diffusionskoeffizienten um die jeweiligen Bioturbationskoeffizienten K_{Bio} erhalten. Für den Winter mit $K_{Bio} = 2,6$ wurde ein "effektiver" Fluß von $551 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$, für das Frühjahr mit $K_{Bio} = 5,9$ ein Fluß von $2590 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und für den Sommer mit $K_{Bio} = 2,2$ ein Fluß von $1354 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ erhalten. Der höchste Wert tritt im Frühjahr durch die nach der Zufuhr frischer organischer Substanz angeregte Bioturbation auf. Im Sommer war der Bioturbationsanteil am Gesamtfluß auf den Winterwert zurückgefallen. Doch durch die angestiegenen Porenwasserkonzentrationen im Grenzbereich war die Silikatfreisetzung größer als im Winter. Die im Überstand gemessenen Raten zeigten dieselbe saisonale Tendenz wie die Summe der diffusiven und bioturbaten Flüsse. Die berechneten Flüsse belaufen sich im Winter auf 64 %, im Frühjahr auf 116 % und im Sommer auf 73 % der gemessenen.

Diese berechneten Flüsse stellen Minimalwerte dar, da als Porosität der Über die oberen 10 cm gemittelte Wert $\phi = 0,41$ zugrunde gelegt wurde. Zur Grenzfläche hin steigt die Porosität jedoch an. Von einigen Autoren (ALLER 1980b; ELDERFIELD et al. 1981) wird sogar mit $\phi = 1$ gerechnet. Dies führt jedoch zu einer Überschätzung der Freisetzungsraten, da auf diese Weise der Einfluß der Porosität vernachlässigt wird. Aufgrund der methodischen Schwierigkeiten, die Porosität an der Grenzfläche zu bestimmen, worauf auch KÖLMEL (1977) hinweist, wurde hier die mittlere Porosität eingesetzt. Das steht in Übereinstimmung damit, daß auch in den Tracerexperimenten von tiefenunabhängigen Porositäten ausgegangen wurde und die Bioturbationskoeffizienten im bioturbierten Bereich als konstant betrachtet wurden.

Der Vorteil der Flußberechnung mit dem experimentell bestimmten Korrekturfaktor D_s/D liegt darin, daß dieser die Gesamtheit der Einflüsse des Sedimentes auf den Diffusionsfluß enthält. Das schließt auch unbekannte Faktoren ein, wie z.B. die Unebenheiten in der Sedimentoberfläche, die zu einer Vergrößerung der wirksamen Grenzfläche und damit zu einer Erhöhung der Flußraten führen.

In Narrangansett Bay fanden ELDERFIELD et al. (1981) sowohl Gebiete, in denen im wesentlichen Diffusion für die Silikatfreisetzung bestimmend war, wie auch Gebiete, in denen über Diffusion hinaus auch Organismen zum Silikatfluß beitrugen. An einer Station mit geringer Makrofaunadichte berechne-

ten sie für den diffusiven Fluß in das Überstehende Wasser einen Anteil von 52% bis 87% am gesamten Fluß. Im Bereich mit aktiver Bodenfauna trugen die Diffusionsflüsse nur noch mit 23% im Sommer und 53% im Winter zur gesamten Silikatfreisetzung bei. Unter Einbeziehung der von McCaffrey et al. (1980) gemessenen Transportrate durch "Biopumping" erhöhte sich der Anteil des berechneten sommerlichen Flusses auf 48%.

ALLER (1980a) fand für Mud Bay, South Carolina mit einem dreidimensionalen Transportmodell unter Einschluß der Austauschprozesse über Bauten- und Gangwände eine Entsprechung gesamter Nährsalzflüsse und berechneter Flüsse bei Annahme eines fünffach vergrößerten molekularen Diffusionskoeffizienten.

In anderen Untersuchungen werden Unterschiede zwischen berechneten Diffusionsflüssen und gemessenen Gesamtflüssen, die sich nicht mit bioturbaten Einflüssen erklären lassen, Abbau- und Rückführungsprozessen oder auch Festlegungen an der Grenzfläche zugeschrieben (KLUMP und MARTENS 1981).

Beim Vergleich gemessener und nach Diffusionsmodellen berechneter Flüsse ist zu berücksichtigen, daß die Flußberechnungen in vielen Fällen auf Porenwassergradienten im Abstand von mehreren Zentimetern zur Grenzfläche beruhen. In welchem Ausmaß durch dieses Vorgehen die berechneten Flüsse verringert werden, zeigt Tab.22 für die 20 m Station bei Boknis Eck, in der die Silikatflüsse, die sich aus dem Konzentrationsgradienten zwischen Bodenwasser und 5 cm Sedimenttiefe ergeben, verglichen werden mit den Flüssen, die aus den Gradienten zwischen Bodenwasser und 0,25 cm Tiefe erhalten wurden.

Tabelle 22: Vergleich berechneter "effektiver" Nährsalzflüsse (F_{eff}) aus dem Konzentrationsgradient über 0,25 cm Sedimenttiefe und aus dem Gradienten über 5 cm Tiefe
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

Datum	F_{eff}	F_{eff}	F_{gem}	F_{eff}/F_{eff}		F_{eff}/F_{ges}
	x=5cm	x=0,25cm		x=5cm	x=0,25cm	x=5cm
4.3.1983	63	551	864	0,11		0,07
11.4.1983	151	2590	2242	0,06		0,07
20.6.1983	36	1354	1846	0,03		0,02

Die berechneten Flüsse reduzieren sich um eine Zehnerpotenz und betragen, selbst unter Einschluß der Bioturbation, nur noch 2%-7% der gemessenen Raten.

Anstelle dieses einfachen Transportmodelles kann der Silikatfluß auch durch Anpassung der Funktion (14) an das gemessene Porenwasserprofil ermittelt werden, wie unter B.III.2. hergeleitet wurde.

Im März wird bei Annahme einer "Sättigungskonzentration" im Sediment von $214 \mu\text{mol dm}^{-3}$ und einer Bodenwasserkonzentration von $15 \mu\text{mol dm}^{-3}$ für den Konzentrationsverlauf in Abhängigkeit von der Sedimenttiefe folgender Ausdruck erhalten:

$$C = 214 - 199 \exp(-0,215x) \mu\text{mol dm}^{-3} \quad (22)$$

Der Verlauf von Gleichung (22) ist in Abb.55 als durchgezogene Linie eingezeichnet.

Mit Beziehung (14) ergibt sich eine Lösungskonstante von $0,01 \text{ Tag}^{-1}$ ($4^\circ\text{C}.$). Derselbe Wert wird für die 25 m Station erhalten (die hier nicht dokumentiert ist), und deren Silikatprofil sich besser als an der 20 m Station mit Funktion (14) beschreiben ließ. Andere Autoren geben eine ähnliche Größenordnung für die Opallöslichkeit an: VANDERBORGHT et al.(1977) ermit-

telten für küstennahe Schlicksedimente $0,04 \text{ Tag}^{-1}$ (10°C) und HURD (1973) ca. $0,01 \text{ Tag}^{-1}$ (3°C) für Tiefseesedimente.

Die Berechnung des diffusiven Flusses nach Gleichung (15) ergibt $41 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und die Berücksichtigung der Bioturbation führt zu $107 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Dieser Wert ist kleiner als der aus der Konzentrationsdifferenz an der Grenzfläche berechnete Fluß von $551 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und noch weit- aus geringer als der im Wasser gemessene Fluß von $864 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Das liegt daran, daß die mit der Exponentialfunktion (22) berechneten Konzentrationen in der Nähe der Grenzfläche kleiner als die Meßwerte sind (Abb.55)

Zwischen Porenwasser und Bodenwasser scheint eine Diskontinuität zu existieren. In welchem Ausmaß dieser Konzentrationssprung real ist oder auf der Probenahme über ein Sedimentintervall beruht, (das im Vergleich zu den meisten Untersuchungen schon sehr eng gewählt war) kann mit den vorliegenden Daten nicht entschieden werden. Bei Messungen in Millimeterintervallen fanden ANDREWS und HARGRAVE (1984) auch noch in den obersten 0,5 mm des Sedimentes vom Scotian Shelf hohe Silikatkonzentrationen ohne einen Übergang auf die Bodenwasserwerte. Sie schließen daraus auf eine Si-Quelle an der Oberfläche und die Existenz einer diffusiven Bodengrenzschicht. Leider berichteten sie nichts über die saisonalen Verhältnisse und mögliche Zusammenhänge mit Prozessen in der Wassersäule. (Ihre Ergebnisse stammten aus den Monaten März bis Juni). In der vorliegenden Untersuchung wurde nach der Sedimentation der Frühljahrsblüte und ebenfalls im Sommer eine erhöhte Silikatkonzentration an der Sedimentoberfläche als Folge von Lösungsprozessen gefunden (Abb.60 und 65). Diese Profile konnten nicht mehr durch die Exponentialfunktion Gleichung (14) beschrieben werden. Jedoch stimmten die mit Gleichung (12B) berechneten Flüsse (s.o.) relativ gut mit den gemessenen Flüssen überein.

Stickstoff

Für die Berechnung des diffusiven und bioturbaten Stickstoffflusses konnte nur Gleichung (12B) herangezogen und der Fluß in Abhängigkeit von der Konzentrationsdifferenz über die Grenzfläche berechnet werden, da weder

Nitrat noch Ammoniak im Gegensatz zu Silikat durch eine feste Phase kontrolliert werden (für aufwendigere diagenetische Modelle unter Berücksichtigung von Ammonifikation, Nitrifikation und Denitrifikation s. VANDERBORGHT und BILLEN 1975; GOLOWAY und BENDER 1982).

D_s wurde erhalten, indem die von LI und GREGORY (1974) für unendliche Verdünnung angegebenen Diffusionskoeffizienten temperaturkorrigiert und mit dem Umrechnungsfaktor D_s/D auf das Sediment bezogen wurden. Der diffusive Stickstofffluß aus dem Sediment betrug im März $102 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$, der "effektive" Fluß (einschließlich Bioturbation) $265 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Das ist ungefähr das Doppelte der gemessenen Stickstofffreisetzung. Im April führte die gestiegene Bioturbation - bei einem diffusiven Fluß von $60 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ - zu einem "effektiven" Fluß von $355 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Das entspricht in etwa der gesamten Stickstofffreisetzung (Tab.21).

In beiden Experimenten waren die theoretischen Ammoniumflüsse größer und die entsprechenden Nitratflüsse kleiner als die im überstehenden Wasser gemessenen Flüsse. Zusammen mit dem Anstieg der Nitratkonzentrationen an der Sedimentoberfläche weist das auf Oxidation von Ammonium zu Nitrat hin. Dadurch sollte die Gesamtstickstoffbilanz jedoch nicht beeinflusst werden. Die niedrige Stickstofffreisetzung, die im März gemessen wurde, ist vermutlich auf Denitrifikation im Sediment zurückzuführen. Auf die große Bedeutung von Denitrifikationsprozessen im Sediment haben besonders NIXON et al. (1980) und SEITZINGER et al. (1984) aufmerksam gemacht. Die letztgenannten Autoren geben einen Anteil von 35% Denitrifikation am mineralisierten organischen Stickstoff in Narragansett Bay an, während BILLEN (1978) einen Beitrag von 15 - 22% für Nordseesedimente ermittelte. Die von BALZER (1984) gemessene mittlere jährliche Stickstoffrückführung vom Meeresboden liegt ebenfalls unterhalb des Jahresäquivalentes an oxidiertem organischer Substanz.

CHATARPAUL et al. (1980) und HENRIKSEN, HANSEN und BLACKBURN (1980) fanden in Sedimenten mit Infaunaaktivität sowohl eine Zunahme von Nitrifikation wie auch von Denitrifikation. Die Zunahme an Nitrifikation im Sediment erklärt sich durch eine bessere Belüftung des Porenwassers, während Denitrifikation durch Nitrattransport in tiefere Sedimentzonen mit vorherrschender Nitratreduktion verstärkt werden kann. Wenn oxidierbares organi-

ches Material in ausreichendem Maße vorhanden ist, wird die Denitrifikation durch die Verfügbarkeit von Nitrat begrenzt. Ferner ist bekannt, daß die Aktivität von Makrofauna auch zu einer Stimulation bakterieller Tätigkeit führen kann (HARGRAVE 1976; YINGST und RHOADS 1980).

Für Ammonium fand ALLER (1980b) in Sedimenten aus Long Island Sound eine Übereinstimmung von berechneten diffusiven Flüssen mit den gemessenen Gesamtflüssen. NH_4 -Exkretionen von Bodenlebewesen schienen dafür keine Rolle zu spielen, obwohl bei Messungen an einzelnen Tieren sehr hohe Exkretionsraten gefunden wurden (HARRIS 1959; HYLLEBERG und HENRIKSEN 1980). Parallel dazu können Ammoniumverluste durch Konsumption und Denitrifikation eingetreten sein.

Zu ähnlichen Ergebnissen wie in der Eckernförder Bucht kamen ELDERFIELD et al. (1981) bei ihren Studien benthischer Flüsse in Narragansett Bay. Im Winter ergaben die Berechnungen diffusive Flüsse, die um das 3 bis 4-fache über den gemessenen Werten lagen, während im Sommer der Anteil der berechneten Diffusionsflüsse an den gesamten Flüssen zurück ging und sich die Summe aus Diffusion und "Biopumping" an einer Station mit aktiver Makrofauna auf 86% belief.

Im Patuxent Estuar fanden BOYNTON et al. (1980) während der Wintermonate ebenfalls eine Nitrataufnahme durch das Sediment verbunden mit Denitrifikation.

Phosphat

Da Phosphat mit der festen Phase des Sediments in enger Beziehung steht, wird die Phosphatfreisetzung in einigen anderen Untersuchungen mit Gleichung (15) berechnet (BALZER 1984; POLLEHNE 1981). Die Porenwasserprofile 1983 wiesen jedoch davon abweichend keine Annäherung an eine "Sättigungskonzentration" auf, so daß der Phosphatfluß mit dem 1. Fickschen Gesetz anhand der Konzentrationsdifferenz über die Grenzfläche berechnet wurde.

Für die Kalkulation wurde der von KROM und BERNER (1980a) angegebene Diffusionskoeffizient von $7,0 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (bei 20°C) zugrunde gelegt, der die verschiedenen Spezies PO_4^{3-} , HPO_4^{2-} und H_2PO_4^- im Seewasser (KESTER und

PYTKOWICZ 1967) berücksichtigt. Wie bei Silikat und Stickstoff wurde dieser Diffusionskoeffizient auf die Versuchstemperatur von 4°C bezogen und um den Einfluß des Sedimentes korrigiert. Als Ergebnis wurde für März ein diffusiver Fluß von 30 und ein "effektiver" Fluß von 77 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ erhalten, im April von 6 und 36 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Das übertrifft in beiden Fällen die gemessene Phosphatfreisetzung, im Winterexperiment war sogar eine Festlegung eingetreten (Tab.21). Die schwankenden Phosphatkonzentrationen, die während der Inkubationszeit im überstehenden Wasser auftraten, ließen auf einen Wechsel zwischen Freisetzung und Festlegung schließen, wobei in beiden Experimenten zu Versuchsbeginn ein Anstieg der Phosphatkonzentration beobachtet wurde. Dieser entsprach Freisetzungsraten von 19 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ im März und 164 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ im April, die jedoch auch nicht mit den berechneten Flüssen korrespondierten.

Die Phosphatrückführung an die Wassersäule ist offensichtlich weniger durch diffusive oder bioturbate Transportprozesse beeinflusst als durch die Redoxverhältnisse im Sediment und den davon abhängigen Austauschprozessen zwischen fester und gelöster Phase. Phosphat, das aus dem anoxischen Tiefsediment nach oben diffundiert, wird an der Oberfläche im oxischen Sedimentbereich festgelegt (BALZER 1978).

Der Einfluß der Bioturbation bestände damit nicht in einer verstärkten Freisetzung von Phosphat; sondern durch den Sauerstoffeintrag in das Sediment kommt es im Gegenteil zu einer Festlegung von Phosphat und zu einer Verringerung der Phosphatfreisetzung an die Wassersäule.

In Sedimenten mit reduzierendem Milieu, in denen Phosphatadsorption nur eine geringe Bedeutung hat (KROM und BERNER 1980b), ergeben sich bessere Entsprechungen von berechneten und gemessenen Flüssen. ALLER (1980b) fand für die Stationen FOAM, NWC und DEEP in Long Island Sound bis auf 2 Ausnahmen gute Übereinstimmungen. Bei den Ausnahmen vermutet er Dominanz durch Makrofaunaexkretion, die in den Sommermonaten bis zu 100 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ betragen soll. Die in der Literatur zu findenden Angaben für Makrofaunaexkretion, sowohl für Phosphat wie auch für NH_4^+ , dürften jedoch in den meisten Fällen zu hoch liegen, da sie auf Messungen an einzelnen isoliert gehaltenen Tieren beruhen, die auf derartige Stresssituationen vermutlich mit gesteigerter Stoffwechselaktivität reagieren. Unter winterlichen Verhältnis-

sen vermutete ALLER Phosphatfestlegung durch Eisenhydroxide an der Sedi-
ment/Wasser-Grenzfläche. Auch ELDERFIELD et al. (1981) fanden im Winter
einen geringeren Phosphatfluß als den nach dem Fickschen Gesetz berechne-
ten.

2.2. Diskussion bisheriger Nährsalzuntersuchungen bei Boknis Eck

Für die Nährsalzuntersuchungen von BALZER (1984) und POLLEHNE (1981) an
der 20 m Tiefenstation wird im folgenden der Anteil von Diffusion und Bio-
turbation überschlagen. Dabei soll geklärt werden, ob Bioturbation für die
von den Autoren gefundenen Diskrepanzen zwischen berechneten und gemessenen
Flüssen verantwortlich sein kann. Die "effektiven" Flüsse für das von BALZER
durchgeführte Glockenexperiment im Frühjahr 1976 werden mit einer Erweite-
rung der von BALZER (1984) für den diffusiven Porenwasserfluß zugrunde ge-
legten Beziehungen erhalten: Die Silikat- und Phosphatfreisetzung wurde nach
 $F = (C_S - C_0) \cdot \sqrt{KD_S}$ berechnet und der Ammoniumfluß anhand des Konzentra-
tionsgradienten über die Grenzfläche. Die Seewasserdiffusionskoeffizienten
wurden anstelle von ϕ^2 um den Korrekturfaktor D_S/D modifiziert, die Porosi-
tät wurde mit $\phi = 0,41$ berücksichtigt und ein Bioturbationskoeffizient für
das Frühjahr von 14,3 eingesetzt. Damit werden ein "effektiver" Silikatfluß
von $2013 \mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und ein "effektiver" Stickstofffluß von 428
 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ erhalten, die zu 97% und 90% den in der Glocke gemessenen Flüs-
sen entsprechen (Tab.23). Der berechnete Phosphatfluß liegt mit 109
 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ um 73% über der gemessenen Freisetzung.

Tabelle 23: Vergleich gemessener Gesamtnährsalzflüsse (F_{ges})
und "effektiver" Flüsse (F_{eff})
Boknis Eck 20 m Tiefenstation
Frühjahr 1976

	$\text{SiO}_4\text{-Si}$ [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]	N_{ges} [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]	$\text{PO}_4\text{-P}$ [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$]
F_{ges}	2078**	476**	63**
F_{eff}	2013	428	109
$F_{\text{eff}}/F_{\text{gem}}$	0,97	0,90	1,73

**BALZER (1984)

Für die "effektiven" Flüsse muß ein Bereich von +50% angegeben werden, da der eingesetzte K_{Bio} auf einem Mittelwert aus 22,7 (Mai 1980) und 5,9 (April 1983) beruht. Im Rahmen der gesamten Ergebnisse scheint der K_{Bio} von 22,7 relativ hoch zu liegen. Doch für das Frühjahr 1980 liefert dieser Wert zusammen mit den zu der Zeit gemessenen Porenwasserkonzentrationen (BALZER, pers. Mit.) realistische "effektive" Silikatflüsse von 300 - 450 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$, die sogar noch unter dem Jahresdurchschnitt liegen. Auch wenn für das Frühjahr 1976 der niedrigere K_{Bio} von 5,9 zugrunde gelegt wird, besitzen die berechneten Flüsse noch einen Anteil von 50% an der Gesamtfreisetzung. Aufgrund der vorliegenden Daten kann dies nur eine grobe Überschlagsrechnung sein, die jedoch in Übereinstimmung mit den vorliegenden Untersuchungen darauf hinweist, daß die Bedeutung der Bioturbation größer ist als bisher angenommen wird.

Von POLLEHNE (1981) wurden auf der Grundlage 14-tägiger Porenwassermessungen diffusive Jahresflüsse abgeschätzt. Die durch Multiplikation mit dem integrierten Jahresbioturbationskoeffizienten von 3,4 sich ergebenden "effektiven" Flüsse und ihr Anteil an den von BALZER (1984) angegebenen jährlichen Gesamtfreisetzungsraten sind in Tab.24 zusammen gestellt. Die Anteile der berechneten Flüsse liegen um 50%. Dabei ist zu bedenken, daß

die von POLLEHNE durchgeführten Rechnungen auf einem sehr vereinfachten Modell zum Diffusionsfluß ohne genauere Betrachtung der Diffusionsprozesse im Sediment beruhen. Die von ihm gewählten Porenwasserintervalle von 2 cm können, wie unter D.III.2.1. gezeigt wurde, zu einer Unterschätzung der diffusiven Flüsse führen.

Tabelle 24: Vergleich "effektiver" (F_{eff}) und gesamter (F_{ges}) Nährsalzflüsse
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

	SiO_4-Si [mmol m ⁻² y ⁻¹]	N_{ges} [mmol m ⁻² y ⁻¹]	PO_4-P [mmol m ⁻² y ⁻¹]
F_{diff} POLLEHNE(1981)	82	29	2,4
F_{eff}	280	100	8,1
F_{ges} BALZER(1984)	584	160	20
F_{eff}/F_{ges}	0,48	0,62	0,41

Abschließend kann festgehalten werden, daß die eindeutigsten Ergebnisse für Silikat, eine verglichen mit den anderen Nährsalzen relativ konservative Größe, erzielt wurden. Der gesamte Silikatfluß ließ sich fast vollständig (zu durchschnittlich 80 %) durch Diffusions- und Bioturbationsvorgänge beschreiben und mit dem Modell der "effektiven" Flüssen berechnen. Abbau- und Rückführungsprozesse direkt von der Sedimentoberfläche scheinen für Silikat nicht in dem Maße eine Rolle zu spielen, vermutlich, weil die Silikatlösung ein langsamer Prozeß ist im Vergleich z.B. zur schnellen Phosphatregeneration. Das zeigte sich auch darin, daß die Silikatkonzentrationen im Porenwasser nicht als direkte Reaktion auf die Sedimentation der Frühlingsblüte anstiegen, sondern erst im Laufe des Sommers.

Für Stickstoff wurde unter Winterbedingungen ein "effektiver" Fluß größer als die gesamte Stickstofffreisetzung gefunden, der auf Denitrifikationsprozesse zurückgeführt wird. In den Frühjahrsexperimenten ließ sich die gesamte Stickstofffreisetzung mit hinreichender Genauigkeit durch Diffusion und Bioturbation beschreiben (Tab.21 und 23). Auch die Abschätzung eines auf das Jahr bezogenen mittleren Anteiles von Diffusion und Bioturbation ergab mit 60 % vom Gesamtfluß eine zufriedenstellende Übereinstimmung (Tab.24).

Die Freisetzung von Phosphat wird durch die Redoxverhältnisse, insbesondere an der Sediment/Wasser-Grenzfläche bestimmt. Wenn Bioturbation zum Eintrag sauerstoffreichen Wassers in das Sediment führt, kann die Phosphatfreisetzung reduziert werden. Für küstennahe Gebiete, in denen die Phytoplanktonproduktion durch Phosphor limitiert sein kann, ist es denkbar, daß die Aktivität des Makrozoobenthos der Eutrophierung entgegen wirkt.

2.3. Anteil der Bioturbation an den Nährsalzflüssen im Jahresmittel

Unter der Voraussetzung, daß sich generell der gesamte Stickstoff- und Silikatfluß durch Diffusion und Bioturbation vollständig beschreiben lassen, kann der Anteil der Bioturbation an den von BALZER (1984) angegebenen jährlichen Nährsalzflüssen an der 20 m Tiefenstation bei Boknis Eck berechnet werden. Bei Annahme eines mittleren jährlichen Bioturbationskoeffizienten von 3,4 (D.II.) ergibt sich für Silikat ein diffusiver Fluß von $172 \text{ mmol m}^{-2}\text{y}^{-1}$ und eine Erhöhung durch die Organismen um $412 \text{ mmol m}^{-2}\text{y}^{-1}$. Für Stickstoff bedeutet das einen diffusionsbestimmten Fluß von $47 \text{ mmol m}^{-2}\text{y}^{-1}$ und eine Vergrößerung um $113 \text{ mmol m}^{-2}\text{y}^{-1}$ (Tab.25).

Tabelle 25: Diffusive und bioturbate Jahresnährsalzflüsse
Boknis Eck 20 m Tiefenstation

	SiO ₄ -Si [mmol m ⁻² y ⁻¹]	N _{ges} [mmol m ⁻² y ⁻¹]
F _{diff}	172	47
F _{eff}	412	113
F _{ges}	584	160

2.4. Abschätzung des Bioturbationsbeitrages zur Rückführung des sedimentierten Materials

Der größte Teil des Nährsalzbedarfs der Primärproduktion wird durch Rezirkulation in der Wassersäule oberhalb der sommerlichen Sprungschicht gedeckt. Eine genaue Beschreibung des pelagischen Ökosystems findet sich bei SMETACEK et al. (1984). Im Jahresverlauf treten im Frühjahr und im Herbst Sedimentationsmaxima im Gefolge von Diatomeenblüten auf, während im Verlauf des Sommers bei relativ hoher Produktivität der Eintrag in das Sediment gering ist und die Produktion auf regenerierten Nährsalzen basiert. Bei einer gesamten jährlichen Primärproduktion von 158 g m⁻² Kohlenstoff sedimentiert ein Anteil von 40 g m⁻² C (SMETACEK 1980). Das entspricht 340 mmol m⁻²y⁻¹ N_{ges} und 31 mmol m⁻²y⁻¹ P. Mit dem von BODUNGEN (1975) bestimmten Verhältnis der Nährsalzaufnahme während der Frühjahrsblüte von Si/P = 17,24 ergibt sich C/Si = 5,66 und eine Sedimentation von 589 mmol m⁻²y⁻¹ Silikat. Davon wird N zu 47%, Si zu 100% und P zu 64% regeneriert. Während der Phosphatfluß offensichtlich weniger durch diffusiven oder bioturbaten Transport, sondern vielmehr durch redoxabhängige Wechselwirkungen zwischen fester und gelöster Phase bestimmt ist, ließ sich die gesamte Si- und N-Rückführung in befriedigendem Maße durch Diffusions- und Bioturbationsprozesse beschreiben. Der Anteil der Bioturbation an der jährlichen Nährsalzregeneration kann mit 33% für Stickstoff und mit 70% für Silikat angegeben werden.

E. L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ABRAMOWITZ M. und STEGUN J.A. (1974) Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables. Dover Publ., 1045 S.
- ALLER R.C. und COCHRAN J.K. (1976) $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in near-shore sediment: particle reworking and diagenetic time scales. Earth Planet. Sci. Lett. 29, 37-50.
- ALLER R.C. (1977) The influence of macrobenthos on chemical diagenesis of marine sediments. Ph.D. Diss., Yale University, 600 S.
- ALLER R.C. (1978) Experimental studies of changes produced by deposit feeders on porewater, sediment, and overlying water chemistry. Am. J. Sci. 278, 1185-1234.
- ALLER R.C. (1980a) Quantifying solute distribution in the bioturbated zone of marine sediments by defining an average microenvironment. Geochim. Cosmochim. Acta 44, 1955-1965.
- ALLER R.C. (1980b) Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound. I. Decomposition and nutrient element geochemistry (S, N, P). Advan. Geophys. 22, 237-350.
- ALLER R.C. (1982) The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. In: Animal-Sediment Relations (Hrg. P.L. McCALL und M.J.S. TEVESZ), S.53-102. Plenum Press, New York.
- ALLER R.C. (1984) The importance of relict burrow structures and burrow irrigation in controlling sedimentary solute distributions. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 1929-1934.
- ALTHAUS H. und JUNG K.D. (1971) Dokumentation der Literatur über Wirkungskonzentration gesundheitsschäd. bzw. tox. Stoffe in Wasser f. nied. Wasserorganismen sowie kalt- u. warmblütige Wirbeltiere einschl. Menschen b. oraler Aufn. d. Wassers od. Kontakt m. Wasser. Hyg. Inst. Ruhrgeb. im Auftrag d. Ministers f. Ernähr., Landw., Forst., NRW, Düssel.

- ANDREWS D. und BENNETT A. (1981) Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a fine-scale resistivity probe. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2169-2175.
- ANDREWS D. und HARGRAVE B.T. (1984) Close interval sampling of interstitial silicate and porosity in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 711-722.
- ANGER K. und VALENTIN C. (1976) In situ studies on the diurnal activity pattern of *Diastylis rathkei* (Cumacea, Crustacea) and its importance for the hyperbenthos. *Helgol. wiss. Meeresunters.* 28, 138-144.
- ANKAR S. (1977) The soft bottom ecosystem of the Northern Baltic proper with special reference to the macrofauna. *Contr. Askö Lab.* 19, 1-62.
- ARCHIE G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Am. Inst. Mech. Eng. Trans.* 146, 54-61.
- ATKINS JR. E.R. und SMITH G.H. (1961) The significance of particle shape in formation resistivity factor-porosity relationships. *J. Pet. Technol.* 13, 285-291.
- BABENERD B. und GERLACH S.A. (1986) Bathymetry and sediments of Kieler Bucht. In: *Seawater Sediment-Interactions in Coastal Waters: An Interdisciplinary Approach*. Coastal and Estuarine Studies (Hrg. E. WALGER, B. ZEITZSCHEL und J. RUMOHR), Springer Verlag, Berlin.
- BACHLER B. (1981) Untersuchungen zur Auswirkung von Pectinaria koreni MALMGREN (1865) auf den Wasseraustausch über die Sediment/Wasser-Grenzfläche. Diplomarbeit, Hamburg, 195 S.
- BALZER W. (1978) Untersuchungen über Abbau organischer Materie und Nährstofffreisetzung am Boden der Kieler Bucht beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu. Diss., Kiel, 151 S.
- BALZER W., GRASSHOFF K., DIECKMANN P., HAARDT H. und PETERSOHN U. (1983) Redox-turnover at the sediment-water interface studied in a large bell jar system. *Oceanol. Acta* 6, 337-344.

- BALZER W. (1984) Organic matter degradation and biogenic element cycling in a nearshore sediment (Kiel Bight). *Limnol. Oceanogr.* 29, 1231-1246.
- BALZER W., ERLÉNKEUSER H., HARTMANN M., MÜLLER P.J. und POLLEHNE F. (1986) Diagenesis and exchange processes at the benthic boundary. In: *Seawater Sediment-Interactions in Coastal Waters: An Interdisciplinary Approach*. Coastal and Estuarine Studies (Hrg. E. WALGER, B. ZEITSCHÉL und J. RU-MOHR), Springer Verlag, Berlin.
- VAN BAVEL C.H.M. (1952) Gaseous diffusion and porosity in porous media. *Soil Sci.* 73, 91-104.
- BEAR J. (1972) *Dynamics of Fluids in Porous Media*. American Elsevier, New York.
- BENNINGER L.K., ALLER R.C., COCHRAN J.K. und TUREKIAN K.K. (1979) Effects of biological sediment mixing on the ^{210}Pb chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 241-259.
- BEN-YAAKOV S. (1972) Diffusion of seawater ions. I. Diffusion of seawater into a dilute solution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 1395-1406.
- BERGER W.H. und HEATH G.R. (1968) Vertical mixing in pelagic sediments. *J. Mar. Res.* 26, 134-143.
- BERNER R.A. (1971) *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill, New York, 240 S.
- BERNER R.A. (1974) Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorus, and silicon in anoxic marine sediments. In: *The Sea*, Vol.5 (Hrg. E.D. Goldberg), S.427-450, Wiley-Interscience, New York.
- BERNER R.A. (1980) *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton Press, New York, 241 S.
- BILLEN G. (1978) A budget of nitrogen recycling in North Sea sediments off the Belgian coast. *Estuar. coast. mar. Sci.* 7, 127-146.

- V.BODUNGEN B. (1975) Der Jahresgang der Nährsalze und der Primärproduktion des Planktons in der Kieler Bucht unter Berücksichtigung der Hydrographie. Diss., Kiel, 205 S.
- BOUDREAU B.P. und GUINASSO JR. N.L. (1982) The influence of a diffusive sublayer on accretion, dissolution, and diagenesis at the sea floor. In: The Dynamic Environment of the Ocean Floor (Hrg. K.A. FANNING und F.T. MANHEIM), S.115-145, Lexington Books, Miami.
- BOYNTON W.R., KEMP W.M. und OSBORNE C.G. (1980) Nutrient fluxes across the sediment-water interface in the turbid zone of a coastal plain estuary. In: Estuarine Perspectives (Hrg. V.S. KENNEDY) S.93-109, Academic Press, New York.
- VAN BRAKEL J. und HEERTJES P.M. (1974) Analysis of diffusion in macroporous media in terms of a porosity, a tortuosity, and a constrictivity factor. Intern. J. Heat Mass Transfer. 17, 1093-1103.
- BRAY J.T., BRICKER O.P. und TROUP B.N. (1973) Phosphate in interstitial waters of anoxic sediments: oxidation effects during sampling procedure. Science 180, 1362-1364.
- BREY T. (1984) Die Makrofauna sandiger Böden der Kieler Bucht in 5 bis 15 m Tiefe. Ber. Inst. Meeresk. Kiel 123, 124 S.
- BRICKER O.P. und TROUP B.N. (1975) Sediment-water exchange in Chesapeake Bay. In: Estuary Research 1. Chemistry, Biology, and the Estuarine System. (Hrg. L.E. CRONIN), S. 3-27, Academic Press, New York.
- BRUNSWIG D., ARNTZ W.E. und RUMOHR H. (1976) A tentative field experiment on population dynamics of macrobenthos in the Western Baltic. Kieler Meeresforsch. 3, 49-59.
- CALDWELL D.R. und CHRISS T.M. (1979) The viscous sublayer at the sea floor. Science 205, 1131-1132
- CALLENDER E. und HAMMOND D.E. (1982) Nutrient exchange across the sediment water interface in the Potomac River Estuary. Estuar. coast. Shelf Sci.

15, 395-413.

CARMAN P.C. und HAUL R.A.W. (1954) Measurement of diffusion coefficients. Proc. Roy. Soc. 222A, 109-118.

CARSLAW H.S. und JAEGER J.C. (1976) Conduction of Heat in Solids. Clarendon Press, Oxford, 2.Aufl., 510 S.

CHATARPAUL L., ROBINSON J.B. und KAUSHIK N.K. (1980) Effects of tubificid worms on denitrification and nitrification in stream sediment. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37, 656-663.

CHRISTENSEN E.R. (1982) A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction. J. Geophys Res. 87, 566-572.

CRANK J. (1948) The diffusion of direct dyes into cellulose: II. The interpretation of rate of dyeing measurements. J. Soc. Dyers and Col. 64, 386-393.

CRANK J. (1970) The Mathematics of Diffusion. Clarendon Press, Oxford, 2.Aufl., 414 S.

CURRIE J.A. (1960) Gaseous diffusion in porous media. Parts 1 and 2. Br. J. Appl. Phys. 11, 314-324.

DAVIS R.B. (1974) Tubificids alter profiles of redox potential and pH in profundal lake sediment. Limnol. Oceanogr. 14, 643-648.

DAVIS R.B., THURLOW D.L. und BREWSTER F.E. (1975) Effects of burrowing tubificid worms on the exchange of phosphorus between lake sediment and overlying water. Verh. Internat. Verein. Limnol. 19, 382-394.

DOETSCH G. (1970) Einführung in Theorie und Anwendung der Laplace-Transformation. Birkhäuser Verlag, Basel, 2.Aufl., 351 S.

DOLD R. (1980) Zur Ökologie, Substratspezifität und Bioturbation von Makrobenthos auf Weichböden der Kieler Bucht. Diss., Kiel, 449 S.

- DRIES R.-R. und THEEDE H. (1974) Sauerstoffmangelresistenz mariner Bodenvertebraten aus der westlichen Ostsee. *Mar. Biol.* 25, 327-333.
- DUURSMA E.K. und BOSCH C.J. (1970) Theoretical, experimental and field studies concerning diffusion of radioisotopes in sediments and suspended particles of the sea. *Neth. J. Sea Res.* 4, 395-469.
- DYBERN B.J., ACKEFORS H. und ELMGREN R. (1976) Recommendations on methods for marine biological studies in the Baltic Sea. *The Baltic Marine Biologists*, Publ. No.1, Stockholm, 98 S.
- ECKMAN J.E., NOWELL A.R.M. und JUMARS P.A. (1981) Sediment destabilization by animal tubes. *J. Mar. Res.* 39, 361-374.
- ELDERFIELD H., LUEDTKE N., McCAFFREY R.J. und BENDER M. (1981) Benthic flux studies in Narragansett Bay. *Am. J. Sci.* 281, 768-787.
- V.ENGELHARDT W. (1960) Der Porenraum der Sedimente. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Springer-Verlag, Berlin, 207 S.
- ERHARDT M. und WENCK A. (1984) Wind pattern and hydrogen sulphide in shallow waters of the Western Baltic Sea, a cause and effect relationship? *Meeresforschung - Reports on Marine Research*, Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresf. 30, 101-110.
- FANNING K.A. und PILSON M.E.Q. (1974) The diffusion of dissolved silica out of deep-sea sediments. *J. Geophys. Res.* 79, 1293-1297.
- FENCHEL T.M. (1972) Aspects of decomposer food chains in marine benthos. *Verh. dt. zool. Ges.* 65, 14-22.
- FENCHEL T.M. und BLACKBURN T.H. (1979) *Bacteria and Mineral Cycling*. Academic Press, 225 S.
- FLINT R.W. und KAMYKOWSKI D. (1984) Benthic nutrient regeneration in South Texas coastal waters. *Estuar. coast. Shelf Sci.* 18, 221-230.

- FOSTER-SMITH R.L. (1978) An analysis of water flow in tube-living animals. J. exp. mar. Biol. Ecol. 34, 73-95.
- GILBERT M.A. (1977) The behaviour and functional morphology of deposit feeding in Macoma balthica (L.) in New England. J. mollusc., Stud. 43, 18-27.
- GOLDHABER M.B., ALLER R.C., COCHRAN J.K., ROSENFELD J.K., MARTENS C.S. und BERNER R.A. (1977) Sulfate reduction, diffusion and bioturbation in Long Island Sound sediment. Report of the FOAM group. Am. J. Sci. 277, 193-237.
- GOLOWAY F. und BENDER M. (1982) Diagenetic models of interstitial nitrate profiles in deep sea suboxic sediments. Limnol. Oceanogr. 27, 624-638.
- GOODNIGHT C.J. (1942) Toxicity of sodium pentachlorophenate and pentachlorophenol to fish. Ind. Eng. Chem. 34, 868-872.
- GOUREAU R.J. (1977) Quantitative effects of sediment mixing on stratigraphy and biogeochemistry: a signal theory approach. Nature 265, 525-526.
- GOTOH S. und PATRICK JR. W.H. (1974) Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38, 66-71.
- GRAF G., BENGTSSON W., DIESNER U., SCHULZ R. und THEEDE H. (1982) Benthic response to sedimentation of a spring phytoplankton bloom: process and budget. Mar. Biol. 67, 201-208.
- GRAF G., SCHULZ R., PEINERT R. und MEYER-REIL L.-A. (1983) Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow-water station in the Western Kiel Bight. I. Analysis of processes on a community level. Mar. Biol. 77, 235-246.
- GRASSHOFF K., EHRHARDT M. und KREMLING K., Hrg. (1983) Methods of Seawater Analysis. Verlag Chemie, Weinheim, 2.Aufl., 419 S.

- GRAY J.S. (1974) Animal-sediment relationship. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 12, 223-261.
- GRUNDMANIS V. und MURRAY J.W. (1977) Nitrification and denitrification in marine sediments from Puget Sound. Limnol. Oceanogr. 22, 804-813.
- GUINASSO JR. N.L. und SCHINK D.R. (1975) Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. J. Geophys. Res. 80, 3032-3043.
- GUST G. und HARRISON J.T. (1981) Biological pumps at the sediment-water interface: mechanistic evaluation of the Alpheid Shrimp Alpheus mackayi and its irrigation pattern. Mar. Biol. 64, 71-78.
- HAMMOND D.E., SIMPSON H.J. und MATHIEU G. (1975) Methane and radon-222 as tracers for mechanisms of exchange across the sediment-water interface in the Hudson River estuary. In: Marine Chemistry in the Coastal Environment (Hrg. T.M. Church), Am. Chem. Soc. Symp. Ser. 18, S.119-132, Am. Chem. Soc. Washington, D.C.
- HAMMOND D.E., SIMPSON H.J. und MATHIEU G. (1977) Radon-222 distribution and transport across the sediment-water interface in the Hudson River estuary. J. Geophys. Res. 82, 3913-3920.
- HARGRAVE B.T. (1970) The effect of a deposit-feeding amphipod on the metabolism of benthic microflora. Limnol. Oceanogr. 15, 21-30.
- HARGRAVE B.T. (1976) The central role of invertebrate faeces in sediment decomposition. In: The Role of Terrestrial and Aquatic Organisms in Decomposition Processes (Hrg. J.M. Anderson und A. McFadyen), Proc. Symp. Br. Ecol. Soc. 17, 301-321.
- HARGRAVE B.T. und CONNOLLY B.F. (1978) A device to collect supernatant water for measurement of the flux of dissolved compounds across sediment surfaces. Limnol. Oceanogr. 23, 1005-1010.
- HARRIS E. (1959) The nitrogen cycle in Long Island Sound. Bull. Bingham Oceanogr. Collect. 17, 31-65.

- HARTMANN M. (1965) An apparatus for the recovery of interstitial water from recent sediments. Deep-Sea Res. 12, 225-226.
- HASLAM J. und MOSES G. (1950) The analytical chemistry of bromine manufacture. Part I. The determination of bromine in brine. Analyst, Lond. 75, 343-352.
- HEMPEL C. (1957) Über den Röhrenbau und die Nahrungsaufnahme einiger Spioniden (Polychaeta sedentaria) der deutschen Küsten. Helgol. wiss. Meeresunters. 6, 100-135.
- HENRIKSEN K., HANSEN J.I. und BLACKBURN T.H. (1980) The influence of benthic infauna on exchange rates of inorganic nitrogen between sediment and water. Ophelia, Suppl. 1, 249-256.
- HOLLEMANN A.F. und WIBERG E. (1971) Lehrbuch der organischen Chemie. De Gruyter Verlag, Berlin, 1209 S.
- HOLME N. und McINTYRE A.D. (Hrg.) (1971) Methods for the Study of Marine Benthos. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 334 S.
- HORNE R.A. und FRYISINGER G.R. (1963) The effect of pressure on the electrical conductivity of sea water. J. Geophys. Res. 68, 1967-1973.
- HURD D.C. (1973) Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 2257-2282.
- HYLLEBERG J. und HENRIKSEN K. (1980) The central role of bioturbation in sediment mineralization and element re-cycling. Ophelia, Suppl. 1, 1-16.
- IMBODEN D.M. und EMERSON S. (1976) Study of transport through the sediment-water interface in lakes using natural radon-222. In: Interactions between Sediments and Water (Hrg. H.L. GOLTERMANN), Symp. Sept. 1976, Amsterdam, Junk Publishers, Wageningen.
- JØRGENSEN B.B. (1979) A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. 2. Calculation from mathematical models. Geomicrobiol. J. 1, 29-47.

- JØRGENSEN B.B. und REVSBECH N.P. (1985) Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediment and detritus. *Limnol. Oceanogr.* 30, 111-122.
- JØRGENSEN C.B. (1954) Quantitative aspects of filter feeding in invertebrates. *Biol. Rev.* 30, 391-454.
- JOST W. und HAUFFE K. (1972) Diffusion. Methoden der Messung und Auswertung. Friedrich Steinkopf Verlag, Darmstadt, 2.Aufl., 327 S.
- KAMATANI A. (1982) Dissolution rates of silica from diatoms decomposing at various temperatures. *Mar. Biol.* 68, 91-96.
- KAPLAN W.A. (1983) Nitrification. In: Nitrogen in the Marine Environment (Hrg. E.J. CARPENTER und D.G. CAPONE), S.139-190, Academic Press, New York.
- KESTER D.R. und PYTKOWICZ R.M. (1967) Determination of the apparent dissociation constants of phosphoric acid in seawater. *Limnol. Oceanogr.* 12, 243-252.
- KHARAKA Y. und BERRY F.A.F. (1973) Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes. I. Experimental investigation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 2577-2603.
- KLINKENBERG L.J. (1951) Analogy between diffusion and electrical conductivity in porous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 559-564.
- KLUMP J.V. und MARTENS C.S. (1981) Biogeochemical cycling in an organic rich coastal marine basin. II. Nutrient sediment-water exchange processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 101-121.
- KÖLMEL R. (1977) Ökosysteme im Wechsel zur Anaerobiose. Zoobenthos und Abbau in zeitweise anoxischen Biotopen der Kieler Bucht. Diss., Kiel, 304 S.
- KREMLING K. (1983) Determination of the major constituents. In: Methods of Seawater Analysis (Hrg. K. GRASSHOFF, M. ERHARDT und K. KREMLING), S.260-262, Verlag Chemie, Weinheim, 2.Aufl.

- KRISTENSEN E. (1984) Effect of natural concentrations on nutrient exchange between a polychaete burrow in estuarine sediment and the overlying water. J. expl. mar. Biol. Ecol. 75, 171-190.
- KRIUKOV P.A. und MANHEIM F.T. (1982) Extraction and investigation techniques for study of interstitial waters of unconsolidated sediment: a review. In: The Dynamic Environment of the Ocean Floor (Hrg. K.A. FANNING und F.T. MANHEIM), S.3-26, Lexington Books, Miami.
- KROM M.D. und BERNER R.A. (1980a) The diffusion coefficients of sulfate, ammonium, and phosphate ions in anoxic marine sediments. Limnol. Oceanogr. 25, 327-338.
- KROM M.D. und BERNER R.A. (1980b) Adsorption of phosphate in anoxic marine sediments. Limnol. Oceanogr. 25, 797-806.
- KRÜGER F. (1964) Messungen der Pumptätigkeit von Arenicola marina L. im Watt. Helgol. wiss. Meeresunters. 1, 70-91.
- KÜHLMORGEN-HILLE G. (1965) Qualitative und quantitative Veränderungen der Bodenfauna der Kieler Bucht in den Jahren 1953-1965. Kieler Meeresforsch. 21, 167-191.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1969) Zahlenwerte und Funktionen. Transportphänomene I. (Viskosität und Diffusion), Bd.2, Teil 5, Bandteil A, Springer Verlag, Berlin, 729 S.
- LASAGA A.C. (1979) The treatment of multi-component diffusion and ion pairs in diagenetic fluxes. Am. J. Sci. 279, 324-346.
- LAUDIEN H. (1971) Über die Wirkung des Umweltfaktors Temperatur auf Farbe, Form, Entwicklung und Verhalten poikilothermer Tiere. Habil., Kiel, 163 S.
- LERMAN A. (1975) Migrational processes and chemical reactions in interstitial waters. In: The Sea, Bd.6 (Hrg. E.D. GOLDBERG), Wiley-Interscience, New York.

- LERMAN A. (1978) Chemical exchange across sediment-water interface. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 6, 281-303.
- LERMAN A. (1979) *Geochemical Processes: Water and Sediment Environments*. Wiley-Interscience, New York, 481 S.
- LEWIN J.C. (1961) The dissolution of silica of diatom walls. *Geochim. Cosmochim. Acta* 21, 182-198.
- LI Y.-H. und GREGORY S. (1974) Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 703-714.
- VAN DER LOEFF M.M.R., ANDERSON L.G., HALL P.O.J., IVERFELDT A., JOSEFSON A.B., SUNDBY B. und WESTERLUND S.F.G. (1984) The asphyxiation technique: An approach to distinguishing between molecular diffusion and biologically mediated transport at the sediment-water interface. *Limnol. Oceanogr.* 29, 675-686.
- LUEDTKE N.A. und BENDER M.L. (1979) Tracer study of sediment-water interactions in estuaries. *Estuar. coast. mar. Sci.* 9, 643-651.
- MACKENZIE F.F., GARRELS R.M. und BRICKER O.P. (1967) Silica in seawater: control by silicate minerals. *Science* 155, 1404-1406.
- MANGUM C.P. (1964) Studies on speciation in maldanid polychaetes of the North American Atlantic Coast. II. Distribution and competitive interaction of five sympatric species. *Limnol. Oceanogr.* 9, 12-26.
- MANHEIM F.T. und WATERMANN L.S. (1974) Diffusimetry (diffusion coefficient estimation) on sediment cores by resistivity probe. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.22*, S.663-670, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- MARTENS C.S. und KLUMP J.V. (1980) Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin. I. Methane sediment-water exchange processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 471-490.

- MATISOFF G. (1980) Time dependent transport in Chesapeake Bay sediments: Part I. Temperature and chloride. *Am. J. Sci.* 280, 1-25.
- MCCAFFREY R.J., MYERS A.C., DAVEY E., MORRISON G., BENDER M., LUEDTKE N., CULLEN D., FROELICH P. und KLINKHAMMER G. (1980) The relation between pore water chemistry and benthic fluxes of nutrients and manganese in Narragansett Bay, Rhode Island. *Limnol. Oceanogr.* 25, 31-44.
- MCCALL P.L. und FISHER J.B. (1980) Effects of tubificid oligochaetes on physical and chemical properties of Lake Erie sediments. In: *Aquatic Oligochaete Biology* (Hrg. R.O. BRINKHURST und D.G. COOK), S.253-317, Plenum Press, New York.
- MCDUFF R.E. und ELLIS R.A. (1979) Determining diffusion coefficients in marine sediments: A laboratory study of the validity of resistivity techniques. *Am. J. Sci.* 279, 666-675.
- MENZIES R.J., GEORGE R.Y. und PAUL A.Z. (1974) The effects of hydrostatic pressure on living aquatic organisms. *Int. Revue Ges. Hydrobiol.* 59, 187-197.
- MEYER-REIL L.-A. (1983) Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow water station in the Western Kiel Bight. II. Analysis of benthic bacterial populations. *Mar. Biol.* 77, 247-256.
- MORSE J.W. (1974) Calculation of diffusive fluxes across the sediment-water interface. *J. Geophys. Res.* 79, 5045-5048.
- MORTIMER C.H. (1971) Chemical exchanges between sediments and water in the Great Lakes - speculations on probable regulatory mechanisms. *Limnol. Oceanogr.* 16, 387-404.
- NIXON S.W., KELLY J.R., FURNAS B.N., OVIATT C.A. und HALE S.S. (1980) Phosphorus regeneration and the metabolism of coastal marine bottom communities. In: *Marine Benthic Dynamics* (Hrg. K.R. TENORE und B.C. COULL), S.219-242, South Carolina University Press, Columbia.

- NOZAKI Y. (1977) Distributions of natural radionuclids in sediments influenced by bioturbation. J.Geol. Soc. Jpn. 3, 699-706.
- V.OERTZEN J.-A. und SCHLUNGBAUM G. (1972) Experimentell ökologische Untersuchungen über O₂-Mangel und H₂S-Resistenz an marinen Evertebraten der westlichen Ostsee. Beitr. Meeresk. 32, 79-94.
- OFFICER C.B. und LYNCH D.R. (1982) Interpretation procedures for the determination of sediment parameters from time-dependent flux inputs. Earth Planet. Sci. Lett. 61, 55-62.
- OLSEN C.R., SIMPSON H.J., PENG T.-H., BOPP R.F. und TRIER R.M. (1981) Sediment mixing and accumulation rate effects on radionuclide depth profiles in Hudson Estuary sediments. J. Geophys. Res. 86, 11020-11028.
- PEINERT R., SAURE A., STEGMANN P., STIENEN C., HAARDT H. und SMETACEK V. (1982) Dynamics of primary production and sedimentation in a coastal ecosystem. Neth. J. Sea Res. 16, 276-289.
- POLLEHNE F. (1981) Die Sedimentation organischer Substanz, Remineralisation und Nährsalzrückführung in einem marinen Flachwasserökosystem. Diss., Kiel, 149 S.
- POMEROY L.R., SMITH E.E. und GRANT C.M. (1965) The exchange of phosphate between estuarine water and sediments. Limnol. Oceanogr. 10, 167-172.
- POMROY A.J., JOINT I.R. und CLARKE K.R. (1983) Benthic nutrient flux in a shallow coastal environment. Oecologia 60, 306-312.
- RASMUSSEN E. (1973) Systematics and ecology of the Isefjord marine fauna (Denmark). Ophelia 11, 1-495.
- REIMERS C.E. und SUESS E. (1983) The partitioning of organic carbon fluxes and sedimentary organic matter decomposition rates in the ocean. Mar. Chem. 13, 141-168.
- REIMERS T. und KÖLMEL R. (1976) Beiträge des Sediments zum Stoffumsatz in der Kieler Bucht. I. Salzgehaltsschwankungen im oberflächennahen Poren-

wasser und der Austausch zwischen Interstitial und Bodenwasser. Kieler Meeresforsch. Sonderheft 3.

REISE K. (1979) Spatial configurations generated by mobile benthic polychaetes. Helgol. wiss. Meeresunters. 32, 55-72.

REISE K. (1983) Biotic enrichment of intertidal sediments by experimental aggregates of the deposit-feeding bivalve Macoma balthica. Mar. Ecol. Prog. Ser. 12, 229-236

RHEINHEIMER G. (1975) Mikrobiologie der Gewässer. Fischer Verlag, Jena, 2.Aufl., 204 S.

RHOADS D.C. und YOUNG D.K. (1970) The influence of deposit-feeding organisms on sediment stability and community trophic structure. J. Mar. Res. 28, 150-179.

RHOADS D.C. (1973) The influence of deposit-feeding benthos on water turbidity and nutrient recycling. Am. J. Sci. 273, 1-22.

RHOADS D.C. (1974) Organism-sediment relations in the muddy sea floor. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 12, S.263-300.

RICHARDS L.A. (1941) A pressure-membrane extraction apparatus for soil solutions. Soil Sci. 51, 377-386.

ROMERO M. (1983) Vertikale Verteilungsmuster der Makrofauna im Sediment. Diplomarbeit, Kiel, 131 S.

ROSENBERG R. (1976) Benthic faunal dynamics during succession following pollution abatement in a Swedish estuary. Oikos 27, 414-427.

ROWE G.T. (1974) The effects of the benthic fauna on the physical properties of deep-sea sediments. In: Deep-Sea Sediments (Hrg. A.L. Inderbitzen), S.381-400, Plenum Press, New York.

ROWE G.T., CLIFFORD C.H., SMITH JR. K.L. und HAMILTON P.L. (1975) Benthic nutrient regeneration and its coupling to primary productivity in coastal waters. Nature 225, 215-217.

- RUMOHR H. (1980) Der "Benthosgarten" in der Kieler Bucht: Experimente zur Bodentierökologie. Reports SFB 95 Nr.55, 179 S.
- SACHS L. (1984) Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden. Springer Verlag, Berlin, 6.Aufl., 552 S.
- SANTSCHI P.H., LI Y.H. und CARSON S.R. (1980) The fate of trace metals in Narragansett Bay, Rhode Island: Radiotracer experiments in microcosms. Estuar. coast. mar. Sci. 10, 635-654.
- SANTSCHI P.H., BOWER P., NYFFELER U.P., AZEVEDO A. und BROECKER W.S. (1983) Estimates of the resistance to chemical transport posed by the deep-sea boundary layer. Limnol. Oceanogr. 28, 899-912.
- SAYLES F.L. (1979) The composition and diagenesis of interstitial solution. I. Fluxes across the seawater-sediment interface in the Atlantic Ocean. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 527-545.
- SCHÄFER W. (1952) Biogene Sedimentation im Gefolge von Bioturbation. Senckenbergiana 33, 1-12.
- SCHINK D.R., GUINASSO JR. N.L. und FANNING K.A. (1975) Processes affecting the concentration of silica at the sediment-water interface of the Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. 80, 3013-3031.
- SCHINK D.R. und GUINASSO JR. N.L. (1977) Effects of bioturbation on sediment-seawater interaction. Mar. Geol. 23, 133-154.
- SCHINK D.R. und GUINASSO JR. N.L. (1978) Redistribution of dissolved and adsorbed materials in abyssal marine sediment undergoing biological stirring. Am. J. Sci. 278, 687-702.
- SCHULZ R. (1983) Die Wirkung von Sedimentationsereignissen auf die benthische Lebensgemeinschaft. Diss., Kiel, 116 S.
- SEIBOLD E., EXON N., HARTMANN M., KÖGLER F.-C., KRUMM H., LUTZE G.F., NEWTON R.S. und WERNER F. (1971) Marine geology of Kiel Bay. In: Sedimento-

- logy of Parts of Central Europe. Guidebook. VIII. Int. Sediment. Congress 1971, 209-235.
- SEITZINGER S.P., NIXON S.W. und PILSON M.E.Q. (1984) Denitrification and nitrous oxide production in a coastal marine ecosystem (Narragansett Bay, Rhode Island). *Limnol. Oceanogr.* 29, 73-83.
- SHAFFER G. und RÖNNER U. (1984) Denitrification in the Baltic proper deep water. *Deep-Sea Res.* 31, 197-220.
- SMETACEK V., V.BODUNGEN B. und ZEITZSCHEL B. (1976) The plankton tower. II. Release of nutrients from sediments due to changes in the density of bottom water. *Mar. Biol.* 34, 373-378.
- SMETACEK V. (1980) Annual cycle of sedimentation in relation to plankton ecology in Western Kiel Bight. *Ophelia* 1, 65-76.
- SMETACEK V., V.BODUNGEN B., KNOPPERS B., PEINERT R., POLLEHNE F., STEGMANN P. und ZEITZSCHEL B. (1984) Seasonal stages characterizing the annual cycle of an inshore pelagic system. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.* 183, 126-135.
- SMITH JR. K.L., WHITE G.A., LAVER M.B. und HAUGSNESS J.A. (1978) Nutrient exchange and oxygen consumption by deep-sea benthic communities: preliminary in situ measurements. *Limnol. Oceanogr.* 23, 997-1005.
- SMITH JR. K.L. und HINGA K.R. (1983) Sediment community respiration in the deep sea. In: *The Sea*, Vol.8 (Hrg. G.T. ROWE), S.331-370, Interscience.
- STILLER M., CARMÍ I. und MÜNNICH K.O. (1975) Water transport through Lake Kinneret sediments traced by tritium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, 297-304.
- STRIEDER W. und ARIS R. (1973) Variational Methods applied to Problems of Diffusion and Reaction. *Springer Tracts in Natural Philosophy*, Vol.24, Springer Verlag Berlin, 109 S.

- STUMM W. und MORGAN J.J. (1970) Aquatic Chemistry. Wiley-Interscience, New York, 583 S.
- SUESS E. (1976) Porenlösung mariner Sedimente - ihre chemische Zusammensetzung als Ausdruck fründiagenetischer Vorgänge. Habil., Kiel, 193 S.
- SZWERINSKI H. (1978) Untersuchungen zur Nitrifikation im Wasser und Sediment der Kieler Bucht. Diss., Kiel, 86 S.
- TAKAHASHI K. und HURD D.C. (1983) Phaeodarian Skeletons: Their role in silica transport to the deep sea. Science 222, 616-618.
- TAYLOR A.C. (1976) Burrowing behaviour and anaerobiosis in the bivalve Arctica islandica (L.). J. mar. Biol. Ass. U.K. 56, 95-109.
- TESSENOW U. (1974) Lösungs-, Diffusions- und Sorptionsprozesse in der Oberschicht von Seesedimenten. IV. Reaktionsmechanismen und Gleichgewichte im System Eisen-Mangan-Phosphat in Hinblick auf die Vivianitakkumulation im Ursee. Arch. Hydrobiol. Suppl. 47, 1-79.
- ULLMANN W.J. und ALLER R.C. (1982) Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. Limnol. Oceanogr. 27, 552-556.
- VANDERBORGHT J.-P. und BILLEN G. (1975) Vertical distribution of nitrate concentration in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification. Limnol. Oceanogr. 20, 953-961.
- VANDERBORGHT J.-P., WOLLAST R. und BILLEN G. (1977) Kinetic models of diagenesis in disturbed sediments. Part 1. Mass transfer properties and silica diagenesis. Limnol. Oceanogr. 22, 787-793.
- VINER A.B. (1975) The sediments of Lake George (Uganda). III. The uptake of phosphate. Arch. Hydrobiol. 76, 393-410.
- WALGER E., ZEITZSCHEL B. und RUMOHR J. (Hrg.) (1986) Seawater Sediment-Interactions in Coastal Waters: An Interdisciplinary Approach. Coastal and Estuarine Studies, Springer Verlag, Berlin.

- WEFER G. und TAUCHGRUPPE KIEL (1974) Topographie und Sedimente im "Hausgarten" des Sonderforschungsbereichs 95 der Universität Kiel (Eckernförder Bucht, westl. Ostsee). Meyniana 26, 3-7.
- WEIGELT M. (1985) Untersuchungen zur Situation des Benthos nach einer ausgedehnten Periode vollständigen Sauerstoffschwunds im Bodenwasser der Kieler Bucht. Ber. Inst. Meeresk. Kiel 138, 1-122.
- WEISSBERG H.L. (1963) Effective diffusion coefficient in porous media. J. Appl. Phys. 34, 2636-2639.
- WILKE D.E. (1952) Beobachtungen über den Bau und die Funktion des Röhren- und Kammersystems der Pectinaria koreni MALMGREN. Helgol. wiss. Meeresunters. 4, 130-137.
- WIMBUSH M. und MUNK W. (1970) The benthic boundary layer. In: The Sea, Vol.4 (Hrg. A.E. MAXWELL), S.731-758, Wiley-Interscience, New York.
- WIMBUSH M. (1976) The physics of the benthic boundary layer. In: The Benthic Boundary Layer (Hrg. I.N. McCAYE), S.3-10, Plenum Press, New York.
- WINSAUER W.O., SHEARIN JR. H.M., MASSON P.M. und WILLIAMS M. (1952) Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 36, 253-277.
- WITTSTOCK R.-R. (1982) Zu den Ursachen bodennaher Strömungsschwankungen in der nordöstlichen Kieler Bucht. Ber. Inst. Meeresk. 107, 1-104.
- WOLLAST R. und GARRELS R.M. (1971) Diffusion coefficient of silica in seawater. Nature Phys. Sci. 229, 94.
- WOLLAST R. (1974) The silica problem. In: The Sea, Vol.5 (Hrg. E.D. GOLDBERG), S.359-392, Wiley-Interscience, New York.
- YINGST J.Y. und RHOADS D.C. (1980) The role of bioturbation in the enhancement of microbial turnover rates in marine sediments. In: Marine Benthic Dynamics (Hrg. K.R. TENORE und B.C. COULL), S.407-421, University South Carolina Press, Columbia.

ZACHMANN H.G. (1977) Mathematik für Chemiker. Verlag Chemie, Weinheim, 3.Aufl., 664 S.

ZEITZSCHEL B. (1980) Sediment-water interactions in nutrient dynamics. In: Marine Benthic Dynamics (Hrg. K.R. TENORE und B.C. COULL), S.195-218, University South Carolina Press, Columbia.

F. A N H A N G

LEBENSWEISE DER WICHTIGSTEN ARTEN DER MAKROFAUNA BEI BOKNIS ECK

POLYCHAETA

Anaitides spec., Eteona longa, Harmothoe sarsi und Pholoe minuta

Hierbei handelt es sich um vagile Räuber mit primär epibenthischer Lebensweise, die durch ihre Kriechbewegungen auf der Oberfläche Spuren hinterlassen (REISE 1979; SCHÄFER 1952). Da sie normalerweise nicht tief in das Sediment eindringen, besitzen sie vermutlich keine große Bedeutung für die Bioturbation. Der Schuppenwurm Harmothoe sarsi gehört als vagiler Einwanderer zu den ersten Wiederbesiedlern von geschädigten Benthosgemeinschaften (BRUNSWIG et al. 1976; KÖLMEL 1977).

Capitella capitata

Der Kopfwurm tritt als opportunistische Art in Pioniergemeinschaften auf (ROSENBERG 1976). Er wird sowohl in Röhren und befestigten Gängen als auch im Sediment umherkriechend vorgefunden.

Pectinaria koreni

P. koreni gehört zu den wichtigsten Polychaeten des Hausgartens. Er ist röhrenbewohnend und erzeugt durch seinen Köcher vom Überstand einen Atemwasserstrom, der seitlich durch einen Schacht im Sediment wieder zurückgeführt wird. Das kann zu Vermischungen mit Porenwasser führen (WILKE 1952). Die Bedeutung von P. koreni für den Wasseraustausch zwischen Porenwasser und Wassersäule wurde von BACHLER (1981) untersucht.

Pherusa plumosa

Dieser Polychaet zählt zu den hemisessilen Arten. Nach Beobachtungen von DOLD (1980) übt er durch den Transport der Feinbestandteile eine erodierende Wirkung auf das Sediment aus.

Polydora ciliata

Nach HEMPEL (1957) baut P. ciliata U-förmige Röhren, deren Kamme er ab-

wechselnd zur Nahrungssuche benutzt. Mit einem Strudelmekanismus, in den der Atemwasserstrom mit einbezogen ist, und mit Tentakelbewegungen fängt er seine Nahrung aus dem Wasser. Das System ist im Sediment jedoch geschlossen, so daß kein Beitrag zur Bioturbation zu erwarten ist.

Nephtys spec.

Dieser Wurm gräbt sich durch das Sediment und legt dabei zahlreiche Gänge an, die jedoch nicht sehr stabil sind. *Nephtys* kann auch noch unterhalb der durchschnittlichen Besiedlungstiefe bei Boknis Eck gefunden werden.

Scoloplos armiger

S. armiger ist ein dünner Borstenwurm, der beträchtliche Längen erreichen kann. Er legt Haargänge im Sediment an, die besonders in der flockigen Oberschicht gut zu sehen waren. Er kann aber auch noch in größeren Sedimenttiefen vorkommen. Nach Beobachtungen von ROMERO (1983) sind diese Gänge aber nicht stabil, so daß eine beständige Verbindung zur Oberfläche mit Wasserzirkulation nicht gegeben ist.

MOLLUSCA

Astarte spec.

Diese Muscheln können mit ihren Schalenklappen Pumpbewegungen ausführen und bei der Fortbewegung beträchtliche Verwühlungen im Sediment erzeugen (DOLD 1980).

Cyprina islandica

C. islandica, die sich als Strudler an der Oberfläche befindet, kann sich unter Schließen der Schalen und Übergang zu anaerober Atmung auch in das Sediment eingraben (TAYLOR, 1976). Solange sie sich in Ruhe befindet, besitzt sie keine Bedeutung für Bioturbationserscheinungen. Bei Fortbewegung hinterläßt sie jedoch tiefe Verwühlungen im Sediment und Pumpbewegungen der Schalenklappen können den Porenwasserfluß beeinflussen (DOLD, 1980).

Macoma baltica

M. baltica bildet ebenso wie *Syndosmya alba* mit ihrem Einströmsipho ein Ka-

nalsystem zur Oberfläche aus. Von ANKAR (1977) und REISE (1983) wurde der Ausströmsipho unterhalb der Oberfläche im Sediment endend gefunden, während RASMUSSEN (1973) und GILBERT (1977) die Öffnung des Siphos im Kontakt mit dem Bodenwasser darstellen. Von ANKAR (1977) wurde ein Wasserstrom entlang des Ausströmsiphos in das Sediment und zurück am Einströmsipho zur Oberfläche beobachtet.

Mya truncata

Diese Muschel ist fast als sessil zu betrachten. Da sie ferner nur einen Siphos zur Sedimentoberfläche ausbildet mit einem geschlossenen Wasserkreislauf, ist kein Beitrag von Bioturbation zu erwarten.

Syndosmya alba (Abra alba)

Die Muschel Syndosmya alba bildet mit ihrem Einströmsipho bei der Nahrungssuche an der Sedimentoberfläche ein Kanalsystem zur Oberfläche aus, das zu einer Vergrößerung der Grenzfläche Sediment/Wasser führt und auf diese Weise Austauschvorgänge erleichtern kann (DOLD 1980).

CRUSTACEA

Diastylis rathkei

Diese Kleinkrebse können durch ihre Neigung zu Vertikalwanderungen zwischen Wassersäule und den oberen Sedimentschichten (ANGER und VALENTIN, 1976) zur Bioturbation beitragen.

SONSTIGE

Halicryptus spinulosus

Dieser Priapulide wurde bis 1981 hauptsächlich in Schlicksedimenten gefunden; nach 1981 trat er auch an der 20 m Tiefenstation auf. Er kann beträchtliche Größen erreichen und baut größere Gangsysteme auf. Auch wenn diese keine echte Wand besitzen, scheinen sie doch relativ stabil zu sein und behalten sehr lange ein offenes Lumen (DOLD 1980).

Ophiura albida

Diese Schlangensterne können als Räuber einige Sedimentverwühlungen erzeugen (DOLD, 1980).

DANKSAGUNG

Für die Betreuung meiner Dissertation nach dem plötzlichen Tod von Prof. Dr. K.Grasshoff danke ich Prof. Dr. J.Duinker, der durch freundliche Gesprächsbereitschaft und wertvolle Ratschläge die Anfertigung dieser Arbeit unterstützte. Dr. W.Balzer gilt mein Dank für die Anregung des Themas und die konstruktive Kritik während der Ausführung der Arbeit.

Dr. H.Rumohr, Dr. F.Pollehne und Dr. R.Schulz möchte ich für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskripts danken.

Weiterhin habe ich zahlreiche Gespräche und Diskussionen mit Kollegen am Institut für Meereskunde, insbesondere im Sonderforschungsbereich 95 und der Abteilung Meereschemie - nicht nur zu Fragen dieser Arbeit - als anregend empfunden.

Die Tritiumexperimente wurden im Isotopenlabor des Institutes für Meereskunde durchgeführt, deren Mitarbeitern ich an dieser Stelle für ihre stete Hilfsbereitschaft danken möchte; P.Krischker danke ich darüberhinaus für die Anfertigung zahlreicher Abbildungen. Unterstützung bei der Bestimmung der Makrofauna erhielt ich durch Dipl.Biol. T.Brey. Weiterhin gilt mein Dank dem Rechenzentrum der Universität Kiel und insbesondere Dr. U. Mordhorst für die zur Verfügung gestellte Software.

Nicht zuletzt war die Arbeit auf die praktische Unterstützung bei der Probenahme durch die Besatzungen der Forschungsschiffe "Littorina" und "Meteor" sowie die Tauchgruppe der Universität Kiel angewiesen.

Diese Dissertation wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 95 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.